



HAL
open science

Observation des séismes en milieux urbains : méthodes simples d'étude des effets de site et de simulation des mouvements forts

Corinne Lachet

► **To cite this version:**

Corinne Lachet. Observation des séismes en milieux urbains : méthodes simples d'étude des effets de site et de simulation des mouvements forts. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1996. Français. NNT : . tel-00744999

HAL Id: tel-00744999

<https://theses.hal.science/tel-00744999>

Submitted on 24 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TS 96/GRE1/0236/D
(double)

TS 96 / GREI / 0 2 3 6

DOUBLE

SSP



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
et
LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE
ET TECTONOPHYSIQUE

THESE

présentée par

Corinne LACHET

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

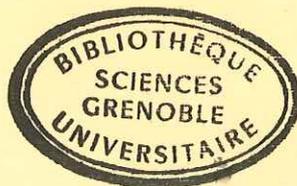
Spécialité : Géophysique - Géochimie - Géomécanique

**Observation des séismes en milieux urbains :
Méthodes simples d'étude des effets de site
et de simulation des mouvements forts**

Date de soutenance : le 25 novembre 1996

Composition du jury :

M. M. Campillo	Président	Professeur de l'Université J. Fourier, Grenoble
M. K. Irikura	Rapporteur	Professeur de l'Université de Kyoto, Japon
M. J. Virieux	Rapporteur	Professeur de l'Université Sophia Antipolis I, Nice
M. P-Y. Bard	Directeur de thèse	Ingénieur au LCPC, Paris
M. J-C. Gariel	Examineur	Ingénieur à l'IPSN, Paris
M. B. Pontoise	Examineur	Directeur de recherche à l'ORSTOM



Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier
Grenoble I

Titre de l'ouvrage:

Observation des séismes en milieux urbains :
Méthodes simples d'étude des effets de site et de
simulation des mouvements forts.

Auteur: Corinne LACHET

Etablissement: Laboratoire de Géophysique Interne et
Tectonophysique

Résumé:

L'objectif de ce travail est de proposer des méthodes simples d'estimation du mouvement sismique, applicables facilement, particulièrement dans le cas de milieux urbains. Ce sont, en effet, les grandes agglomérations qui sont souvent le siège de dégâts catastrophiques, et il est donc nécessaire de pouvoir fournir des techniques faciles à mettre en oeuvre pour l'étude du mouvement sismique auquel les structures construites doivent résister. Dans la première partie, nous étudierons une méthode d'estimation des effets de site liés à la géologie locale, basée sur le calcul du rapport spectral entre composantes horizontales et verticale (rapport H/V), sur des enregistrements de bruit de fond. Nous avons, dans un premier temps, réalisé une étude par simulation numérique permettant de mettre en évidence certains des paramètres qui contrôlent l'utilisation de cette méthode, ainsi que ses limites de validité. Une comparaison avec d'autres techniques classiques d'estimation des effets de site met en évidence les possibilités et les inconvénients de chacune d'elles, dans le cadre d'une grande ville. La deuxième partie de ce travail concerne la simulation de mouvements forts, avec pour objectifs les points suivants : fournir une méthode également applicable en milieux urbains, être en mesure de produire des simulations en champ proche, réduire la complexité et le temps de calcul nécessaires à la simulation, pouvoir effectuer des simulations a priori en des sites où aucun mouvement fort n'a encore été enregistré. Pour essayer de satisfaire ces objectifs nous proposons l'utilisation d'une technique basée sur le principe de la méthode des fonctions de Green empiriques. Nous utilisons ici des fonctions de Green théoriques, l'enregistrement de petits séismes étant très difficile en zone urbaine. Le séisme cible est défini par un nombre de paramètres relativement réduit : son moment sismique ainsi que la taille et l'orientation du plan de faille.

Mots-clés:

Effets de site - Rapports spectraux - Microzonage -
Mouvements forts - Simulation - Fonctions de Green -
Effets de site - Rapports spectraux - Microzonage -
Mouvements forts - Simulation - Fonctions de Green -
Milieux urbains - Milieux urbains

DOUBLE

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE

et

LABORATOIRE DE GEOPHYSIQUE INTERNE
ET TECTONOPHYSIQUE

THESE

présentée par

Corinne LACHET

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : Géophysique - Géochimie - Géomécanique

**Observation des séismes en milieux urbains :
Méthodes simples d'étude des effets de site
et de simulation des mouvements forts**

Date de soutenance : le 25 novembre 1996

Composition du jury :

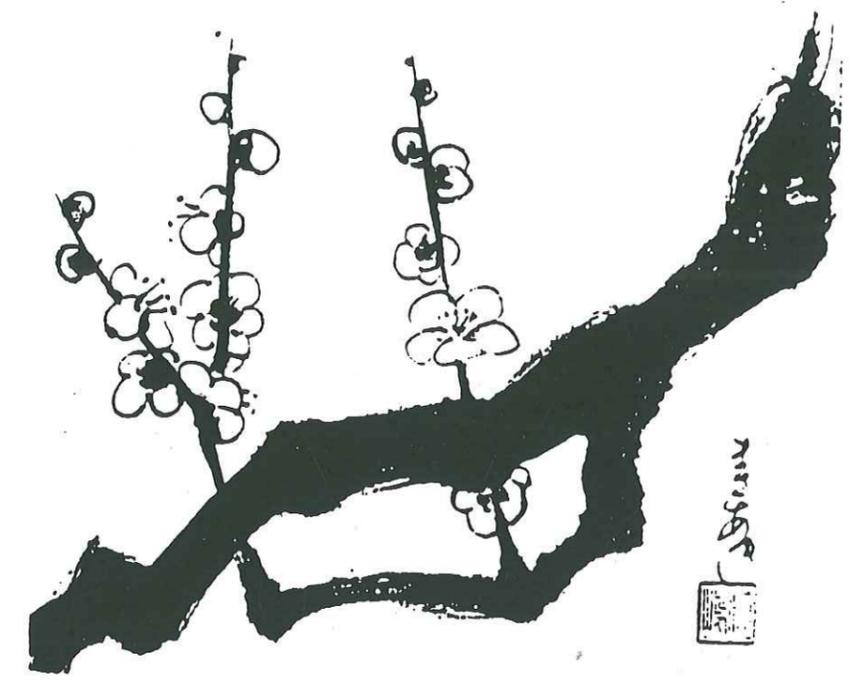
M. M. Campillo	Président	Professeur de l'Université J. Fourier, Grenoble
M. K. Irikura	Rapporteur	Professeur de l'Université de Kyoto, Japon
M. J. Virieux	Rapporteur	Professeur de l'Université Sophia Antipolis I, Nice
M. P-Y. Bard	Directeur de thèse	Ingénieur au LCPC, Paris
M. J-C. Gariel	Examineur	Ingénieur à l'IPSN, Paris
M. B. Pontoise	Examineur	Directeur de recherche à l'ORSTOM

10150537



13 OCT 1963

THE GARDEN
OF GEORGETOWN
UNIVERSITY
THE
GARDEN



by Ueshima Masaaki

SHAKEN STARS

*The little white plum-flowers are quivering
On crooked twigs: the first earthquake of spring.*
—HO-6

*** Remerciements ***

Je tiens tout d'abord à remercier Pierre-Yves Bard d'avoir accepté de diriger mon travail durant ces quatre années passées au laboratoire. Par nos discussions, il a toujours su me donner les élans de motivation nécessaires à l'aboutissement de cette thèse.

Je remercie également tous les membres du jury, Michel Campillo, Jean Verieux, Kojiro Irikura, Jean-Christophe Gariel et Bernard Pontoise, de s'être intéressés à mon travail, ainsi que de m'avoir fait part de leurs précieux conseils et suggestions.

Georges Poupinet m'a accueillie au sein de son laboratoire dont j'ai pu apprécier le fonctionnement général pendant ces quatre années; je tiens à l'en remercier ici.

Denis Hatzfeld m'a permis à plusieurs reprises de participer à des expériences de terrain, au cours desquelles il a su me transmettre de nombreuses connaissances quant à la gestion et à l'organisation d'une campagne sismologique. Je le remercie pour la confiance qu'il m'a témoignée à ces occasions.

I would also like to thank Professor Kojiro Irikura for inviting me during six weeks at the Disaster Prevention Research Institute (Kyoto University). I had a very fruitful scientific collaboration with everyone at the institute. I also would like to thank Mrs. Irikura for her unlimited hospitality.

Shri Krishna Singh also received me in the Instituto de Geofísica (University of Mexico) during two weeks. I would like to thank him here, for interesting discussions and the visit of Guerrero Area from station to station.

C'est tous les jours que j'ai su apprécier la dextérité et l'efficacité de Catherine Pequegnat, pour le bon fonctionnement du réseau informatique. Je la remercie également pour son aide précieuse et sa disponibilité.

Merci également à Bernard Lachet pour la longue relecture du manuscrit.

Finalement, je tiens à adresser un grand merci à tous ceux qui par leur sympathie et leur bonne humeur ont contribué à rendre si agréables et enrichissantes toutes ces journées passées au laboratoire.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE.....	1
1ERE PARTIE : EVALUATION DE LA METHODE DU RAPPORT H/V POUR L'ETUDE DES EFFETS DE SITE.....	5
INTRODUCTION	7
CHAPITRE I.1 : PRINCIPALES METHODES EXPERIMENTALES UTILISEES POUR L'ETUDE DES EFFETS DE SITE.....	9
I.1.1 La méthode des rapports spectraux classiques.....	14
- Description	14
- Choix d'un site de référence.....	18
- L'utilisation de la coda	20
- Stabilité des rapports spectraux classiques	20
I.1.2 L'utilisation du bruit de fond ambiant.....	23
I.1.3 La méthode du rapport spectral entre composantes horizontales et verticale (rapport H/V)	26
- Description	26
- Application au microzonage	27
- Détermination de la fréquence de résonance.....	29
- Niveau d'amplification du site	32
- Rapport H/V sur les sites rocheux.....	32
- Nature du bruit de fond	34
I.1.4 La méthode des fonctions récepteur.....	35
- Principe	35
- Application aux effets de site.....	38
I.1.5 Récapitulatif.....	39

CHAPITRE I.2 : ETUDE NUMERIQUE ET THEORIQUE DE LA METHODE DU RAPPORT H/V	41
<i>(Article publié sous la référence : Lachet C., and P.Y. Bard. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the "Nakamura's" technique. Journal of Physics of the Earth, Vol. 42, 377-397.)</i>	
I.2.1 Méthodes utilisées pour l'étude du rapport H/V	44
- Simulation de bruit de fond ambiant.....	44
- Technique de simulation numérique.....	46
- Calcul du rapport H/V.....	47
I.2.2 Le rapport H/V dans le domaine fréquentiel.....	48
- Variation des caractéristiques de la source.....	48
- Influence de la structure géologique.....	51
I.2.3 Interprétation des résultats.....	58
- Courbes de polarisation des ondes de Rayleigh.....	58
- Ondes SV à incidence variable	58
I.2.4 L'amplitude du rapport H/V.....	63
- Comparaison des amplitudes pour le bruit de fond et les ondes S	63
- Influence du coefficient de Poisson	63
- Influence de la position de la source.....	65
I.2.5 Conclusions.....	67
CHAPITRE I.3: COMPARAISON DE DIFFERENTES METHODES ET APPLICATION AU CAS DE LA VILLE DE THESSALONIQUE (GRECE)	69
<i>(Article publié sous la référence : Lachet C., P.Y. Bard, D. Hatzfeld, N. Theodulidis, C. Papaioannou, and A. Savvaidis. (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) - Comparison of different approaches. Bull. seism. Soc. Am., Vol. 86, No. 6, 1692-1703.)</i>	
I.3.1 Mise en place et description du réseau temporaire.....	72
- La ville et la sismicité régionale	72
- Conditions géologiques.....	72
- Installation du réseau.....	75
I.3.2 Les données utilisées.....	78
- Les séismes.....	78
- Le bruit de fond.....	78
I.3.3 Les différentes méthodes utilisées pour l'évaluation des effets de site.....	82
- Les rapports spectraux classiques	82
- Les fonctions récepteur	84

- Les rapports H/V sur du bruit de fond.....	92
I.3.4 Comparaison des résultats.....	94
I.3.5 Microzonage de Thessalonique	100
- Corrélation avec la distribution des intensités	100
- Corrélation avec la géologie de surface	100
- Influence de l'âge des dépôts et de la profondeur du substratum	104
I.3.6 Simulations numériques	105
I.3.7 Conclusions.....	109

2EME PARTIE : METHODE DE SIMULATION DE MOUVEMENTS

FORTS PAR L'UTILISATION DE FONCTIONS DE GREEN

NUMERIQUES	111
INTRODUCTION	113
CHAPITRE II.1 : L'UTILISATION DES FONCTIONS DE GREEN EN SIMULATION.....	115
II.1.1 Principe de la méthode.....	117
- Concept de base.....	117
- Lois de similitude.....	119
II.1.2 Choix d'un modèle de source sismique.....	124
- Les paramètres de la source	124
- Description de la rupture sur le plan de faille.....	129
II.1.3 Sommation de fonctions de Green	142
- Fonctions de Green empiriques.....	142
- Fonctions de Green théoriques.....	148
- Problèmes liés à l'utilisation de la méthode.....	149
CHAPITRE II.2: DESCRIPTION DE LA METHODE DE SIMULATION PROPOSEE	155
<i>(Article publié sous la référence : Lachet C., and P.Y. Bard. (1996). A simulation technique based on spatial interpolation of Green's functions. 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.)</i>	
II.2.1 Objectifs	157
II.2.2 Modèle de source utilisé	160
II.2.3 Interpolation de fonctions de Green théoriques.....	165

II.2.4 Histoire de la rupture.....	170
II.2.5 Exemple de simulation.....	173
 CHAPITRE II.3: APPLICATIONS.....	 175
II.3.1 Application et validation de la méthode sur le cas du séisme de Kobe, Japon, 1995.....	177
- Caractéristiques du séisme.....	177
- Paramètres de calcul.....	181
- Influence de la position d'une fonction de Green unique.....	188
- Comparaison des résultats pour une ou plusieurs fonctions de Green théoriques.....	188
II.3.2 Simulation a priori sur la ville de Grenoble.....	196
- Contexte géologique et caractéristiques du séisme cible.....	196
- Simulations à l'aide de fonctions de Green empiriques.....	200
- Simulations à l'aide de fonctions de Green théoriques.....	204
II.3.3 Simulation en champ proche sur la ville d'Annecy.....	213
- Contexte géologique et caractéristiques du séisme cible.....	213
- Résultats.....	216
II.3.4 Conclusions.....	224
 CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	 227
 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	 233

Introduction générale

L'objectif du présent travail est de proposer des méthodes simples d'estimation du mouvement sismique, facilement applicables, notamment aux milieux urbains. C'est, en effet, dans les grandes agglomérations que se produisent les plus grandes catastrophes sismiques. Cette tendance va d'ailleurs sans doute s'aggraver dans les décennies à venir, avec la concentration urbaine. Il est donc nécessaire de pouvoir disposer de techniques simples à mettre en oeuvre pour l'étude du mouvement sismique auquel les structures existantes doivent résister. De plus il faut souligner que dans un milieu urbain, la géologie locale est souvent mal connue, et qu'il est en général difficile d'enregistrer correctement les séismes, surtout sur une bande de fréquence assez large.

Deux aspects distincts du mouvement sismique sont pris en compte dans cette étude : les effets de site et la simulation de mouvements forts. Dans la première partie, après un bref rappel des méthodes expérimentales d'estimation des effets de site liés à la géologie locale, nous nous attacherons à l'étude d'une technique basée sur le calcul du rapport spectral entre composantes horizontales et verticale (rapport H/V), estimé à partir d'enregistrements de bruit de fond. Elle a tout d'abord été proposée au Japon, mais aucune explication théorique n'est pour l'instant disponible pour étudier les résultats qu'elle fournit. Nous réaliserons donc, dans un premier temps, une étude par simulation numérique dans le but de mettre en évidence les paramètres qui importent dans l'utilisation de cette méthode, ainsi que ses limites de validité. Puis nous en proposerons une application dans le cas de la ville de Thessalonique (Grèce), où un réseau temporaire a été installé afin de recueillir les données nécessaires. Une comparaison de la méthode H/V avec d'autres techniques classiques d'estimation des effets de site permettra de souligner leurs avantages et inconvénients respectifs, dans le cadre d'une grande ville. L'objectif d'une telle méthode est de pouvoir fournir, de manière simple et peu coûteuse, des informations détaillées de microzonage en milieu urbain ; les deux paramètres qu'il est important de pouvoir estimer sont la fréquence de résonance et le niveau d'amplification du site étudié.

La deuxième partie de ce travail concerne la simulation de mouvements forts, avec pour objectifs les points suivants : a) fournir une méthode également applicable en milieux urbains, b) être en mesure de produire des simulations en champ proche, c) réduire la complexité et le temps des calculs nécessaires à la simulation, d) permettre d'effectuer des simulations *a priori* en des sites où aucun mouvement fort n'a encore été enregistré, donc sans connaissance détaillée des caractéristiques de la faille en cause. Pour atteindre ces objectifs nous proposons l'utilisation d'une technique basée sur le principe de la méthode des fonctions de Green empiriques. Nous utiliserons des fonctions de Green théoriques, l'enregistrement de petits séismes étant très difficile en zone urbaine (pour disposer d'une fonction de Green empirique de qualité), afin de satisfaire l'objectif a). Une discrétisation

fine du plan de faille et l'utilisation de nombreuses fonctions de Green théoriques permettront de prendre en compte la contribution des différentes parties du plan de faille, ce qui semble nécessaire dans une situation de champ très proche (objectif b). Une technique d'interpolation spatiale des fonctions de Green théoriques sur le plan de faille, permettra également de ramener le temps de calcul à une dizaine d'heures en moyenne, en ne calculant réellement qu'un nombre réduit de fonctions de Green théoriques (objectif c). Enfin, le séisme cible sera défini par assez peu de paramètres : son moment sismique (dépendant de la magnitude du séisme que l'on souhaite simuler) ; un modèle de faille simple dont on estimera la taille et l'orientation (à l'aide de données de géologie ou de sismotectonique locale). Avant de décrire la méthode proposée, nous donnerons un aperçu des différentes techniques de simulation utilisant les fonctions de Green ainsi que des problèmes liés à leur utilisation ; puis, nous rappellerons la diversité des modèles proposés pour décrire la rupture sur un plan de faille. Enfin, nous examinerons les résultats obtenus pour des applications aux cas des villes de Kobe (Japon) puis de Grenoble et d'Annecy (France).

L'intérêt de cette étude est de pouvoir fournir des méthodes directement utilisables pour estimer le mouvement sismique là où il est souvent le plus dangereux, et où sont construites les habitations. Ceci permet de le prendre en compte lors des calculs nécessaires à l'établissement des réglementations de construction parasismique. Enfin, pour que ces méthodes soient effectivement mises en pratique régulièrement, il est nécessaire d'en réduire au maximum la complexité, le coût et le temps nécessaire à l'obtention des résultats.

1ère Partie:

Evaluation de la méthode du rapport H/V pour l'étude des effets de site.

Introduction

Nous savons, depuis de nombreuses années, que les effets de site jouent souvent un rôle prépondérant lors des séismes. Le grand séisme de Michoacan en 1985 au Mexique l'a remarquablement bien montré. Il existe en fait deux types majeurs d'effets de site observés : ceux qui sont liés à la géologie locale et ceux qui sont liés à la topographie du site considéré. Nous ne nous intéresserons ici qu'au premier type d'entre eux. En effet, très répandu, il est lié à l'existence d'une pile sédimentaire plus meuble posée sur un substratum rocheux dur. Les ondes sismiques qui arrivent sur une telle structure sont réfléchies ou diffractées aux interfaces entre les différentes couches géologiques : ceci provoque un piégeage des ondes dans les couches les moins rigides, qui conduit à une amplification du mouvement du sol en surface, à certaines fréquences. La structure géologique qui favorise le plus ce phénomène d'amplification est le bassin sédimentaire, comme il en existe par exemple à Mexico, ou à Grenoble...

Les principaux paramètres qui conditionnent ces effets de site sont les caractéristiques géotechniques du milieu (vitesses de propagation des ondes sismiques, densité) qui déterminent le contraste d'impédance entre les couches, ainsi que la géométrie du substratum rocheux. Or, il est souvent très difficile de connaître ces paramètres. En effet, il est très coûteux de faire des forages systématiques pour étudier les paramètres géotechniques d'un milieu, dont la variabilité latérale est parfois très grande. En conséquence, la méconnaissance du milieu étudié rend très difficile sa modélisation précise et fiable ainsi qu'une estimation quantitative de la réponse du site.

C'est pourquoi il a été nécessaire de mettre en oeuvre des moyens expérimentaux permettant d'apprécier les conséquences de ces effets de site en termes de mouvement en surface. Les deux paramètres principaux que l'on cherche à mesurer pour caractériser la réponse locale d'un site sont sa (ou ses) fréquence(s) de résonance et son niveau d'amplification du mouvement sismique. Il semble en effet crucial dans des zones fortement urbanisées de pouvoir établir des cartes de microzonage comportant ces informations, qui devraient être prises en compte dans la définition des codes de construction parasismique.

Dans un premier temps, nous nous attacherons à donner un aperçu des méthodes expérimentales les plus utilisées pour caractériser la réponse d'un site (un complément succinct de cet inventaire pourra être trouvé dans Kudo, 1995). Nous essayerons plus particulièrement de mettre l'accent sur les avantages et les inconvénients de chacune d'entre elles, ceux-ci étant liés soit à leur mise en oeuvre, soit aux résultats qu'elles fournissent.

Dans un deuxième temps, nous nous intéresserons spécifiquement à la méthode dite du rapport spectral entre composantes horizontales et verticale (méthode H/V) dont l'utilisation a été remise en lumière par Nakamura (1989). Une étude par simulation numérique concernera la sensibilité de cette méthode à différents paramètres : nous nous efforcerons de mieux cerner ses limites de validité. Enfin, nous appliquerons cette technique au cas de la ville de Thessalonique (Grèce), pour valider notre approche théorique, et pour comparer entre elles plusieurs méthodes d'évaluation des effets de site.

Chapitre I.1: Principales méthodes expérimentales utilisées pour l'étude des effets de site.

D'une manière tout à fait générale, un séisme peut être décrit par trois aspects, comme indiqué sur la figure I.1:

- les effets de source, liés à la taille et à la géométrie de la faille qui est à l'origine du séisme, ainsi qu'au mode de rupture sur cette faille ;
- les effets de propagation des ondes sismiques dans les milieux qui séparent la faille du site récepteur ;
- les effets de site, caractérisés par la fonction de transfert du site, auxquels nous nous intéressons.

Les effets de site liés à la géologie locale sont dus à des phénomènes de résonance dans les couches sédimentaires qui reposent sur un substratum rocheux (figure I.2). L'étude particulière des effets de site nécessite de s'affranchir des deux autres aspects que sont la source et la propagation. L'outil classique dont nous disposons pour ces méthodes expérimentales est l'enregistrement d'un séisme. Outre les trois effets cités ci-dessus, il faut considérer que l'enregistrement obtenu à l'aide d'une station sismologique inclut la réponse instrumentale du capteur. La méthode de base qui a été communément adoptée pour éliminer les effets non étudiés repose sur le calcul de rapports spectraux. Celui-ci permet d'éliminer les effets de source et de propagation ainsi que la réponse instrumentale du capteur. Sachant que nous disposons généralement de l'enregistrement du mouvement sur trois composantes (N-S, E-W et verticale), en plusieurs sites où sont installés des capteurs, il est possible de calculer plusieurs rapports spectraux:

- des rapports spectraux entre une même composante en différents sites;
- des rapports spectraux entre différentes composantes d'un même site.

Dans l'un ou l'autre de ces deux cas, des hypothèses sont faites sur le contenu de l'enregistrement, qui seront détaillées par la suite. Enfin, il est également possible d'exploiter différents types de données. Tout d'abord, et plus classiquement, sont utilisés les enregistrements de séismes, qui peuvent être de différents types: mouvements forts ou mouvements modérés à faibles, ainsi que séismes lointains ou proches. Là encore, un certain nombre d'hypothèses sont faites quant à la similitude et à l'adaptabilité des résultats obtenus pour un site donné avec différents type de mouvements. Outre les séismes, de nombreux auteurs ont proposé plus récemment l'utilisation d'enregistrements de "microtremors" ou bruit de fond ambiant (vagues, vent, bruit industriel, activité humaine...) pour caractériser les effets de site.

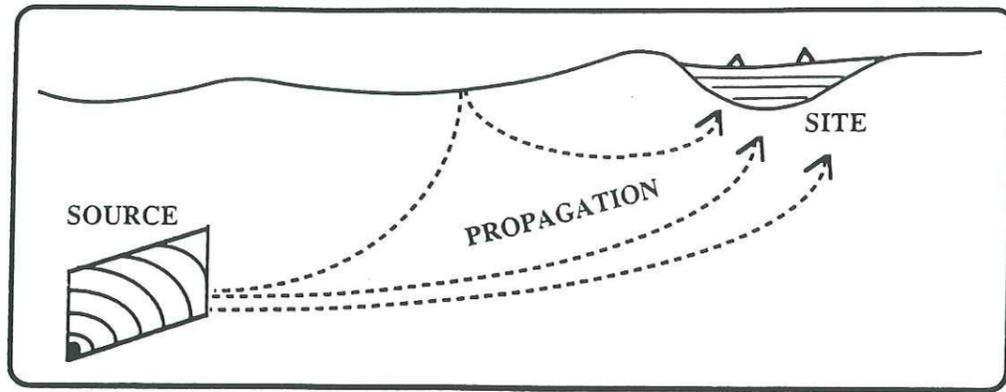


Figure 1.1 : Effets de source, propagation et site, mis en jeu au cours d'un séisme.

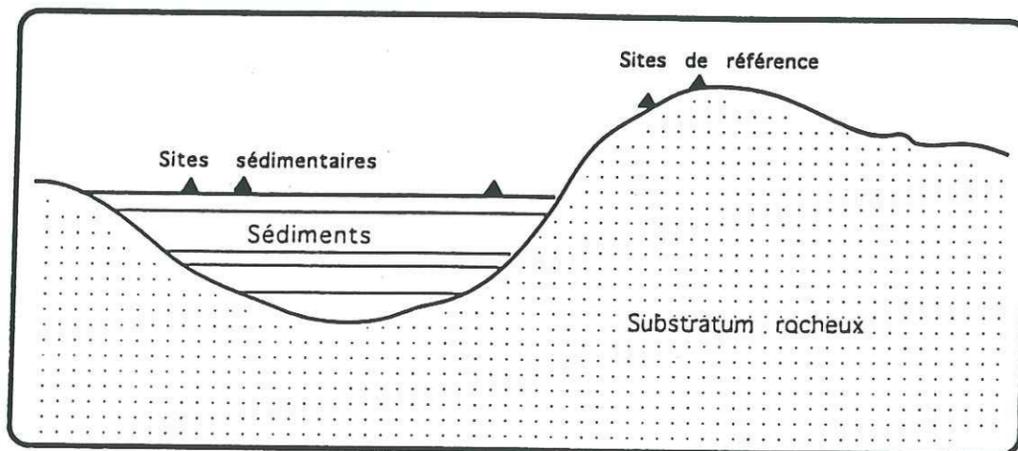


Figure 1.2 : Etude des effets de site à l'aide de stations sur les sédiments, et sur le substratum rocheux.

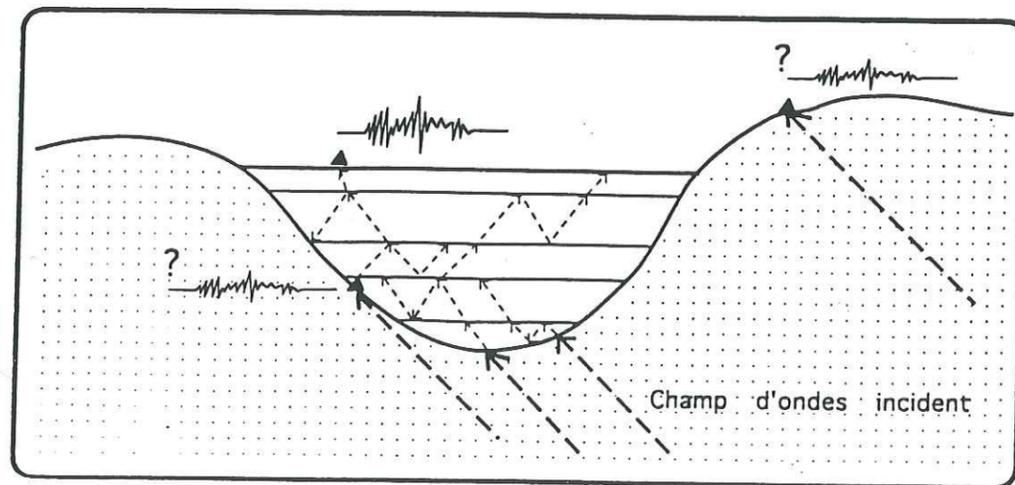


Figure 1.3 : Différence entre les champ d'onde arrivant sur un site sédimentaire, et celui au site rocheux.

Nous donnerons ci-après un aperçu des principales techniques utilisées pour étudier les effets de site, en mettant l'accent sur leurs avantages et inconvénients respectifs. Notre préoccupation principale est de proposer et valider des méthodes adaptées aux milieux urbains. L'importance des conséquences attachées au risque sismique en ville a, bien évidemment dicté ce choix qui implique certaines restrictions quant au domaine de validité des différentes méthodes envisageables.

I.1.1 La méthode des rapports spectraux classiques

Description

Cette méthode exploite les enregistrements de séismes en plusieurs sites. Elle se fonde sur le choix d'un site dit "de référence", situé sur un terrain rocheux, qui n'est donc, en principe, pas soumis à des effets d'amplification locale. Considérons deux sites assez voisins, l'un sur du rocher et l'autre, sédimentaire, comme indiqué sur la figure I.3. Le mouvement enregistré en chacun de ces sites peut être considéré comme la convolution des effets de source, de propagation, de site et de la réponse instrumentale du capteur.

$$E_r(t) = S_r(t) * P_r(t) * I_r(t) \quad \text{pour la référence } r, \quad (I.1)$$

$$E_s(t) = S_s(t) * P_s(t) * I_s(t) * T_s(t) \quad \text{pour le site sédimentaire } s \quad (I.2)$$

S'agissant même séisme, les effets de source (S) sont identiques pour les deux enregistrements. Les deux sites étant assez voisins, on peut également considérer que les effets de propagation (P) entre source et récepteur sont les mêmes. Enfin, si les capteurs sont identiques, la réponse instrumentale (I) peut aussi être considérée comme étant la même. Dans le cas contraire, une correction peut être appliquée. Il ne reste donc plus que les effets de site (T) qui nous intéressent, et qui sont considérés comme nuls au site de référence. Ceci revient en fait à faire l'hypothèse que le mouvement enregistré au site de référence est identique à celui que l'on aurait sans la structure superficielle au site sédimentaire (figure I.3).

Dans le domaine fréquentiel, une simple division du spectre au site sédimentaire par celui du site de référence permet de déterminer la fonction de transfert de la structure sédimentaire $T_s(\omega)$:

$$E_r(\omega) = S(\omega) \cdot P(\omega) \cdot I(\omega) \quad (I.3)$$

$$E_s(\omega) = S(\omega) \cdot P(\omega) \cdot I(\omega) \cdot T_s(\omega) \quad (I.4)$$

$$E_s(\omega) / E_r(\omega) = T_s(\omega) \quad (I.5)$$

Pratiquement, le rapport spectral classique est calculé comme indiqué sur la figure I.4 : on considère les composantes horizontales (N-S et E-W) du mouvement. Si elles sont similaires, on fait généralement la moyenne de leur spectres respectifs. Certains auteurs

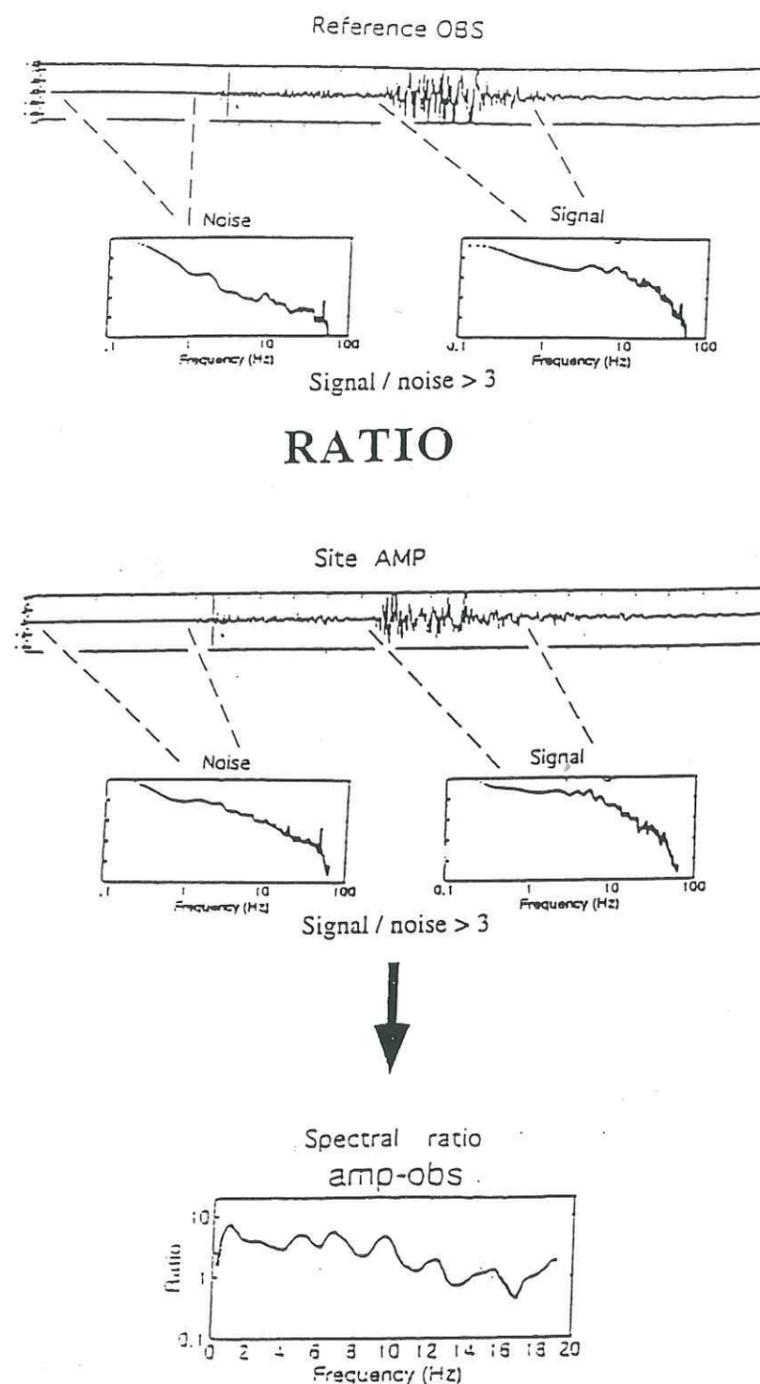


Figure I.4 : Schéma descriptif de la méthode du rapport spectral classique.

utilisent une moyenne arithmétique classique, alors que d'autres définissent une composante horizontale complexe (CHC) comme suit:

$$\text{CHC} = \text{NS} + i.\text{EW} \quad (1.6)$$

Pour chacun des deux sites, il convient de calculer le spectre du mouvement horizontal à l'aide d'une transformée de Fourier rapide, puis de lisser chacun des spectres obtenus (avec une largeur de fenêtre de l'ordre de 0.5 Hz.). Finalement, on calcule le rapport entre le spectre du site sédimentaire et celui de la station de référence. Ce rapport est appelé rapport spectral classique. Il est nécessaire d'utiliser plusieurs enregistrements de manière à obtenir une collection de rapports spectraux dont on estimera la moyenne et l'écart type. On caractérise généralement les rapports spectraux obtenus par leur forme dans le domaine fréquentiel qui met en évidence des pics correspondant à la fréquence fondamentale de résonance et parfois aux fréquences des modes supérieurs ; ainsi que par leur amplitude maximale, donnant le niveau d'amplification du site étudié.

La figure 1.5 montre des rapports spectraux obtenus par Gagnepain-Beyneix *et al.* (1995) sur des données de la Martinique. Nous pouvons remarquer, sur cet exemple particulier, que les deux composantes horizontales donnent des résultats assez différents, et que le type de séisme considéré (superficiel ou profond) conditionne aussi les rapports spectraux obtenus.

Bien qu'assez simple, cette méthode présente certains désavantages. Tout d'abord le choix du site de référence n'est pas toujours évident, comme nous allons le voir par la suite. Les effets de non-linéarité du sol, sont aussi source d'erreur dans une méthode qui implique l'utilisation de deux sites à des emplacements différents. D'autre part, il est important, pour appliquer cette méthode, d'avoir de bons enregistrements de séismes, c'est à dire avec un rapport signal sur bruit suffisamment élevé (3 au minimum). Or cette condition peut être, dans certains cas, difficile à satisfaire. En effet, dans les régions de faible sismicité, une telle étude nécessite de laisser un réseau temporaire de stations en place pendant une période relativement longue (plusieurs mois) pour obtenir une collection suffisante de données. Enfin, et ce point est très important pour notre étude, dans le cas de milieux urbains, tels que de grosses agglomérations, le niveau de bruit ambiant est très fort ; il est donc difficile d'obtenir des enregistrements sismiques de bonne qualité.

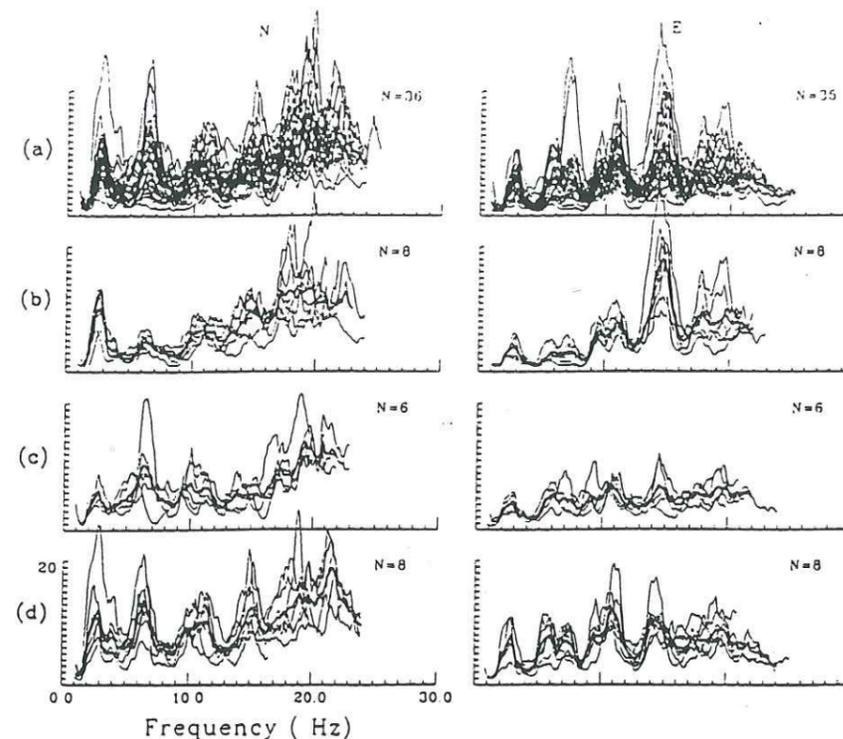


Figure 1.5 : Rapports spectraux (trait fin) et valeur moyenne (trait épais), (a) pour tous les séismes disponibles, (b) pour les événements superficiels au SE, (c) pour les événements superficiels au NE, et (d) pour les événements NE profonds (Gagnepain-Beyneix *et al.*, 1995).

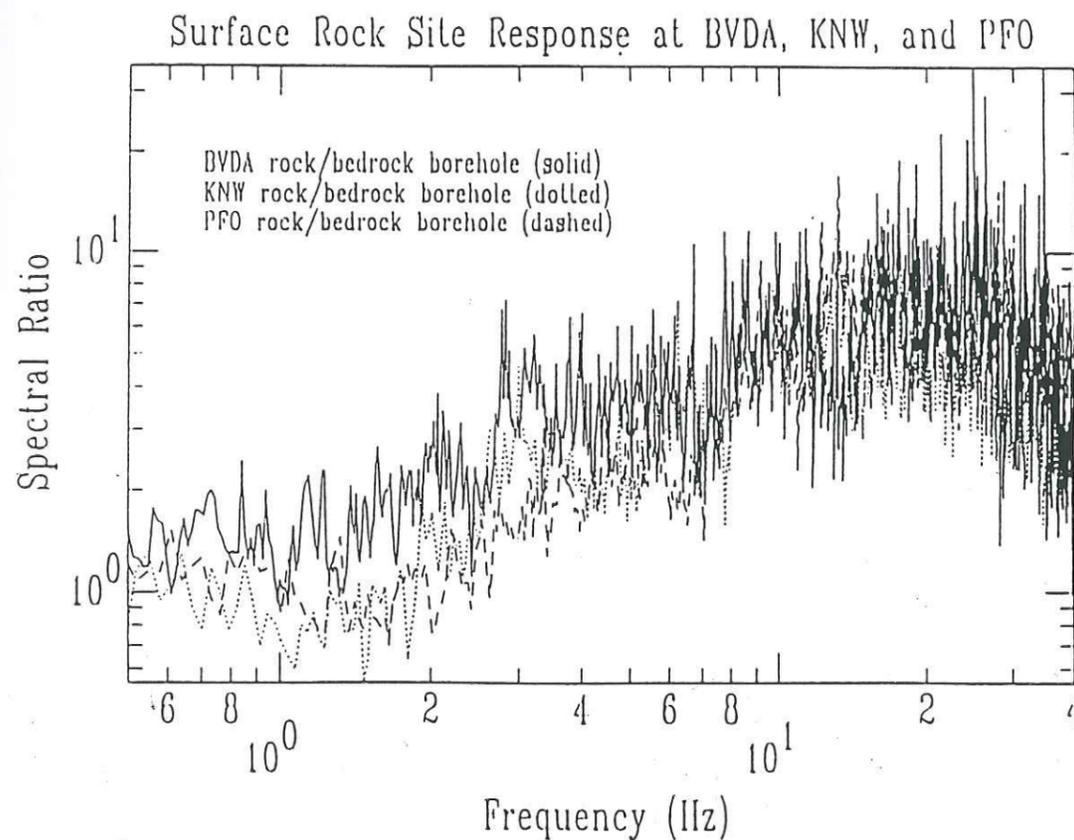


Figure 1.6 : Rapports spectraux entre sites rocheux en surface et substratum en profondeur (Steidl *et al.*, 1996).

Choix d'un site de référence

Nous venons d'évoquer l'une des principales contraintes de la méthode du rapport spectral classique : le choix d'un site de référence. Ce site doit, en effet, être choisi en un lieu calme, sur une formation rocheuse. Il n'est tout d'abord pas forcément évident de trouver un tel site à proximité de la zone étudiée, dans les cas de bassins ou de plaines sédimentaires très étendus.

D'autre part, par définition, selon les hypothèses qu'impliquent cette méthode, le site de référence doit avoir une fonction de transfert plate et d'amplitude égale à 1. Or il n'est pas évident que tous les sites rocheux répondent à cette condition. Il a été en effet montré en plusieurs endroits que certains sites rocheux présentent une amplification qui leur est propre. Singh *et al.* (1995) ont montré, par exemple, qu'il n'existe pas de réel site de référence dans la vallée de Mexico. En effet, les sites rocheux étudiés présentaient une amplification, qui peut être due à des couches sous-jacentes caractérisées par une faible vitesse de propagation des ondes S. Ceci se rencontre particulièrement dans les formations volcaniques. Ainsi, Gagnepain-Beyneix *et al.* (1995) montrent qu'il est difficile de trouver un bon site de référence dans les formations volcaniques de l'île de la Martinique. Une résonance à la fréquence de 2 à 3 Hz est observée sur ces sites rocheux. Enfin, Chavez-Garcia *et al.* (1990) ont également montré que des sites rocheux de la région de Thessalonique (Grèce) pouvaient être le siège d'une amplification significative à des fréquences de 8 à 15 Hz.

Plus récemment, Steidl *et al.* (1996) ont complètement remis en question l'utilisation d'un site rocheux à proximité du site étudié, comme site de référence. Ils ont pour cela utilisé des données provenant de sites en surface et au fond de forages à Garner Valley, en Californie. Ceci leur a permis de comparer des sites rocheux en surface et en profondeur. Ils ont ainsi montré que les sites rocheux avaient leur propre réponse, surtout à haute fréquence (figure I.6). Peut-être est-ce dû à l'altération ou à la fracturation de surface de certains sites rocheux. Ils suggèrent, dans ce cas, l'utilisation d'un site de référence en forage et rappellent qu'il faudrait tout de même éliminer l'effet du champ d'onde descendant qui cause des interférences destructives. Toutefois, il n'est évidemment pas possible de creuser un forage sous chaque site à étudier ! Dans le cas de Garner Valley, Steidl *et al.* (1996) ont montré que le choix de sites rocheux en surface comme référence conduisait à sous-estimer l'amplification à des fréquences inférieures à 2 à 5 Hz. Ceci est très important compte tenu du fait que cette gamme de fréquences qui intéresse précisément les ingénieurs en génie civil.

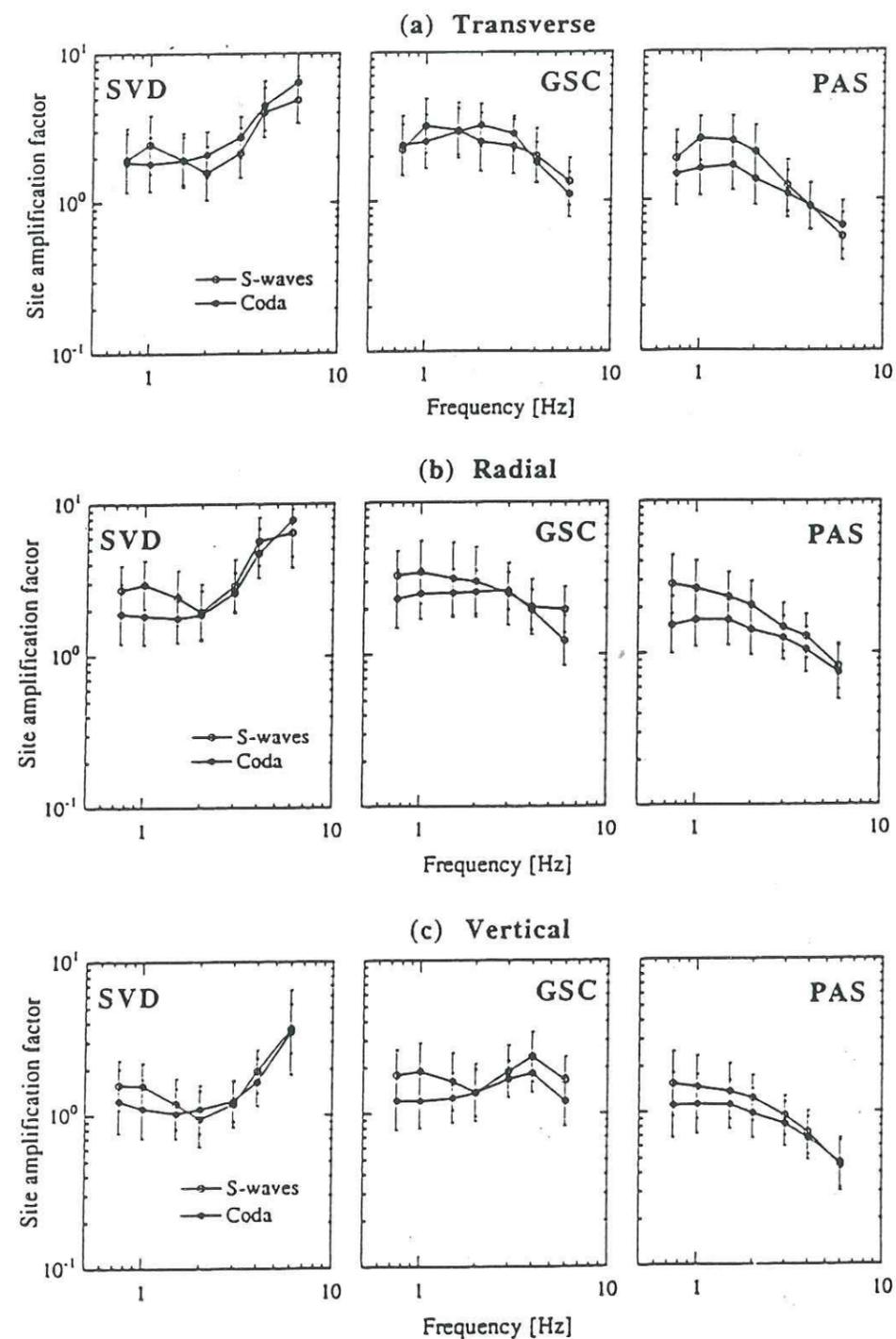


Figure 1.7 : Comparaison des facteurs d'amplification pour les composantes (a) transversale, (b) radiale, et (c) verticale. Les cercles pleins indiquent les facteurs d'amplification pour la coda, les cercles vides, ceux pour les ondes S, et les barres verticales correspondent à +/- un écart type (Kato *et al.*, 1995).

L'utilisation de la coda

D'autres auteurs ont utilisé la coda du signal, plutôt que les ondes P ou S, pour calculer des rapports spectraux et en déduire l'amplification d'un site donné. Il faut pour cela disposer de bons enregistrements de séismes lointains. Là encore, cela n'est pas possible en milieu urbain, où la coda est généralement noyée dans le bruit de fond ambiant.

Su et Aki (1995) ont utilisé les rapports spectraux des ondes coda sur des données de Californie, pour mettre en évidence une corrélation entre le niveau d'amplification et l'âge des formations géologiques de surface. D'autre part, Kato *et al.* (1995) ont montré que les facteurs d'amplification obtenus avec les ondes coda étaient en bon accord avec ceux obtenus sur les ondes S. La figure I.7 présente leurs résultats pour trois sites différents. Ils ont également montré que les rapports spectraux obtenus avec les ondes coda sont identiques pour les deux composantes horizontales. Ceci est dû au fait que les ondes coda sont des ondes dispersées provenant de toutes les directions, la réponse du site est donc indépendante de tout effet directionnel.

Enfin, il est bien évident que dans le cadre qui nous intéresse, ce type de données n'est pas utilisable, étant donné la difficulté d'enregistrer la coda en milieu urbain.

Stabilité des rapports spectraux classiques

Étant donné que les rapports spectraux sont calculés sur des enregistrements de séismes différents, par leur taille, leur position, etc. ; nous pouvons nous demander dans quelle mesure les résultats obtenus par cette méthode sont stables pour un site donné. En effet, King et Tucker (1984) ont mis en évidence des variations du rapport spectral liées à celles du champ incident dans une vallée sédimentaire, qui conduisent à des écarts d'un facteur 2 à 10 du niveau d'amplification obtenu. Kudo et Wang (1992) ont comparé des rapports spectraux estimés par rapport à un site de référence en surface et au fond d'un forage ; ils constatent une dispersion beaucoup plus grande dans le cas du site de référence en surface, comme le montre la figure I.8. Ceci suggère que le champ incident n'est pas toujours identique entre le site rocheux en surface et celui en forage ; mais, bien sûr, il faut prendre en compte les effets des ondes descendantes au site en profondeur.

D'autre part, il semble important de prendre en considération l'éloignement entre le site étudié et le site de référence. Ceci dépend de la longueur d'onde, de la distance à la source et de l'azimut.

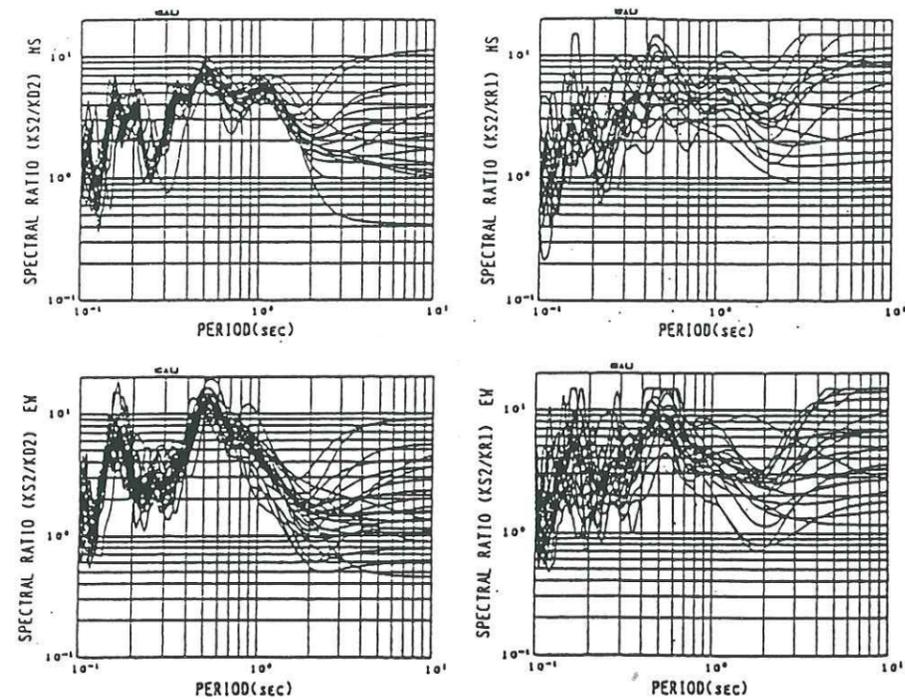


Figure I.8 : Rapports spectraux entre un site sédimentaire et un site en forage (à gauche), et un site rocheux de surface (à droite) (Kudo et Wang, 1992).

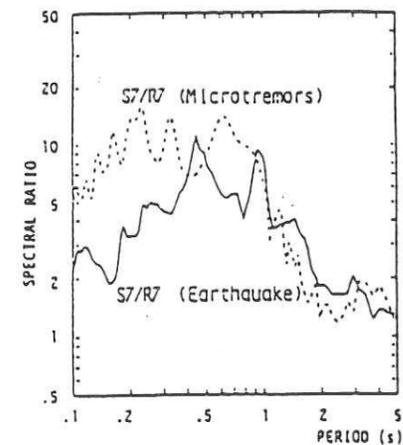


Figure I.9 : Rapports spectraux entre sédiment et rocher pour des séismes et du bruit de fond (Seo *et al.*, 1989).

De même, Iwata *et al.* (1996) ont mis en évidence une variabilité d'un facteur 10 entre les amplifications observées sur les différentes répliques du séisme de Kobe (1995). Ceci est lié à des fortes variations d'angle d'incidence et d'azimut, ainsi qu'à des ondes secondaires générées dans les bassins sédimentaires.

Par contre, dans d'autres sites, tels que les environs de Thessalonique (Grèce), Chavez-Garcia *et al.* (1990) ont constaté un bon accord entre les résultats provenant de données microsismiques et macrosismiques, ce qui témoigne d'une réponse relativement linéaire du sol. Le niveau d'amplification était toutefois variable selon qu'ils s'intéressaient à des séismes locaux ou régionaux.

I.1.2 L'utilisation du bruit de fond ambiant

C'est au Japon qu'a été suggérée pour la première fois l'utilisation du bruit de fond pour l'étude des effets de site : depuis les travaux de Kanai (Kanai et Tanaka, 1954; Kanai, 1957; Kanai et Tanaka, 1961; Kanai *et al.*, 1965), les "microtremors" ont été considérés comme un outil permettant d'évaluer la réponse d'un site. Ainsi, il semble que la période prédominante des "microtremors" est plus élevée dans les sols mous. Ceci permet donc d'établir un microzonage, par découpage d'une région en grandes catégories de sol.

A contrario, Udawadia et Trifunac (1973) pensent que les "microtremors" donnent plus d'informations sur la fonction d'excitation que sur la fonction de transfert du site étudié. De même, Aki (1988) montre que l'exploitation des "microtremors" ne permet pas de séparer les effets de site des effets de source, surtout à moyenne et haute fréquence, car pour chaque site, les sources sont différentes. En effet, les rapports spectraux obtenus à partir de bruit de fond conduisent à des périodes prédominantes et des amplifications très différentes de celles que révèlent des séismes. La figure I.9, due à Seo *et al.* (1989), illustre bien la différence entre les rapports spectraux dérivés de séismes et de "microtremors". En ce qui concerne le contenu fréquentiel, le rapport spectral classique calculé sur du bruit de fond met en évidence la même période prédominante du site, que si il est calculé à partir des enregistrements de mouvements forts. Dans certains cas, il apparaît une différence de comportement d'un site à des sollicitations différentes de type bruit de fond ou ondes sismiques (Bouckovalas et Krikeli (1991) dont un facteur d'origine géologique, telle la présence d'une couche intermédiaire agissant comme un pseudo-substratum, peut être à l'origine.

Cependant, dans certaines régions, l'utilisation des rapports spectraux classiques sur des données de bruit de fond, a permis d'obtenir des cartes assez détaillées des périodes fondamentales. Lermo *et al.* (1988) ont adopté cette approche pour la ville de Mexico, et ont ainsi dressé une carte précise des périodes prédominantes (figure I.10) qui peut être utilisée pour établir les règles de construction parasismique de la ville de Mexico. Chavez-Garcia *et al.* (1994-b) ont vérifié que, dans le cas de Mexico, les périodes obtenues avec les "microtremors" sont en bon accord avec celles qui sont obtenues d'après des données accélérométriques (figure I.11).

L'utilisation du bruit de fond comme indicateur des effets de site est très séduisante pour plusieurs raisons. Tout d'abord, en milieux fortement urbanisés, il est très facile d'obtenir des enregistrements de bruit, de manière rapide, peu coûteuse et en de nombreux sites. D'autre part, dans le cas de régions à sismicité faible ou modérée,

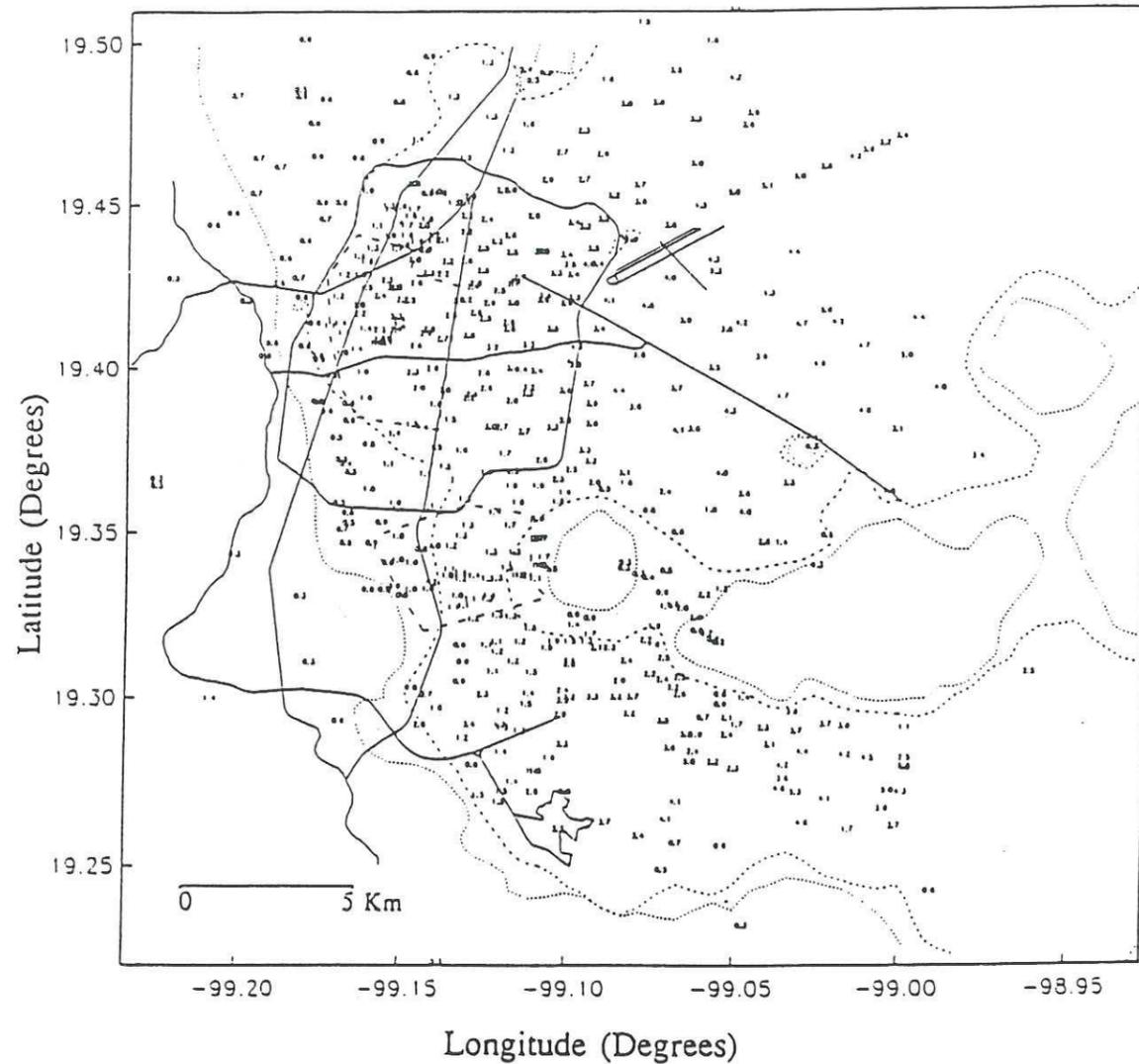


Figure I.10 : Carte des périodes prédominantes (en secondes), obtenues à partir de mesures de bruit de fond, dans la ville de Mexico (Lermo et Chavez-Garcia, 1994).

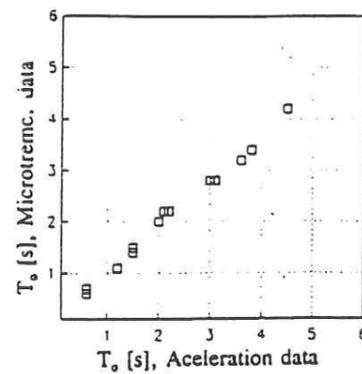


Figure I.11 : Comparaison entre les périodes prédominantes obtenues d'après la fonction de transfert empirique moyenne sur des données accélérométriques et celles obtenues avec des mesures de bruit de fond (Lermo et Chavez-Garcia, 1994).

l'exploitation de "microtremors" évite de longues campagnes sur le terrain dans l'attente de bons enregistrements de séismes.

Cependant, comme nous venons de le voir, un certain nombre de questions se posent quant aux limites de validité des résultats obtenus à partir du bruit de fond. Les trois points principaux qu'il faut vérifier sont:

a- les phénomènes de non-linéarité de la réponse du sol ;

b- la réponse d'un site à une faible excitation de type bruit superficiel est-elle la même que celle liée à une excitation de type sismique? (ce qui est également à vérifier dans le cas d'une utilisation de très faibles séismes) ;

c- comment caractériser les sources de bruit de fond et le type d'ondes qu'elles génèrent, et quelle en est la variabilité d'un site à l'autre?

I.1.3 La méthode du rapport spectral entre composantes horizontales et verticale (rapport H/V)

Description

Cette méthode, bien que développée au Japon par Nogoshi et Igarashi (1970, 1971), Shiono *et al.* (1979), Kobayashi (1980), a été diffusée dans la communauté internationale par Nakamura (1989). Elle est basée sur l'utilisation du bruit de fond ; mais, à la différence de la méthode du rapport spectral classique, il s'agit ici du calcul du rapport spectral entre les composantes horizontales et la composante verticale (rapport H/V) d'un même site. Utilisant du bruit de fond et une seule station, cette méthode est basée sur un certain nombre d'hypothèses proposées par Nakamura (1989), que nous commencerons par rappeler, mais que nous discuterons par la suite. L'hypothèse de départ est que l'énergie du bruit de fond consiste à la fois en ondes de volume et en ondes de Rayleigh. Il est donc nécessaire d'appliquer une correction pour éliminer l'effet des ondes de surface. D'autre part, les effets de site étant dus à la présence de couches sédimentaires de surface posées sur un substratum rocheux, quatre composantes du mouvement sont impliquées pour un site donné : les mouvements horizontaux et verticaux dans le demi espace, et les mouvements horizontaux et verticaux à la surface. Selon Nakamura (1989), il est possible d'estimer l'effet A_s lié aux ondes de Rayleigh par:

$$A_s = V_s / V_b \quad (I.7)$$

avec V_s , spectre vertical à la surface.

V_b , spectre vertical au substratum.

De même, Nakamura définit l'effet S_E lié au site de la manière suivante:

$$S_E = H_s / H_b \quad (I.8)$$

avec H_s , spectre horizontal en surface.

H_b , spectre horizontal au niveau du substratum rocheux.

Pour supprimer l'effet des ondes de Rayleigh, Nakamura propose une fonction de transfert modifiée:

$$T_F = S_E / A_s = (H_s / V_s) / (H_b / V_b) \quad (I.9)$$

Or le rapport H_b/V_b est considéré comme égal à 1, après une vérification expérimentale par Nakamura (1989) sur des enregistrements de bruit de fond en forage, en trois sites différents. Ceci permet donc de définir l'effet d'amplification d'un site par le simple rapport spectral entre composantes horizontales et verticale à la surface du site étudié.

La figure I.12 présente les rapports H/V obtenus par Nakamura (1989) pour deux sites urbains au Japon. Nous voyons que la forme générale, pour un site donné, reste assez stable pour différents enregistrements, et l'on observe un pic d'amplification caractéristique à une fréquence particulière. Cependant, il est important de noter ici que certaines des hypothèses faites par Nakamura (1989) sont tout à fait discutables. En effet, on ne peut pas considérer les "microtremors" comme un convolution entre des ondes de surfaces et des ondes de volume, mais comme une somme de ces deux types d'ondes. En conséquence, le rapport A_s ne donne pas l'effet des ondes de Rayleigh uniquement. De même, l'hypothèse selon laquelle le rapport H_b/V_b est égal à 1 est aussi discutable, étant donné que l'éllipticité des ondes de Rayleigh dans un milieu stratifié dépend du contraste d'impédance entre le sol et le substratum rocheux, du coefficient de Poisson dans les sédiments, et de la fréquence. Cependant, Lermo et Chavez-Garcia (1994-a) ont montré que le rapport H/V à l'interface sol-substratum était très proche de 1 à la fréquence fondamentale de résonance des ondes de Rayleigh, ceci n'est pas vrai pour les modes supérieurs.

De manière pratique, le calcul du rapport H/V présenté sur la figure I.13, implique le calcul des spectres des composantes horizontales et verticale d'enregistrements de bruit de fond en un même site. Comme dans le cas du rapport spectral classique, il est possible de considérer une moyenne des deux composantes horizontales. Une fois les spectres lissés, il suffit d'effectuer le rapport entre le spectre horizontal et le spectre vertical. Il convient également de faire la moyenne des rapports H/V obtenus pour différents enregistrements de bruit de fond.

Application au microzonage

Cette technique récente présente un certain nombre d'avantages liés à sa mise en oeuvre. Tout d'abord, il n'est pas nécessaire de choisir un site de référence, ce qui pouvait poser les problèmes évoqués précédemment. D'autre part, les données utilisées sont ici de type bruit de fond, ce qui fait de la méthode H/V un outil séduisant en milieux urbains. L'obtention de plusieurs enregistrements de bruit de fond en un site est très rapide. Une seule station à trois composantes déplacée de site en site permet de couvrir rapidement la zone à étudier. Ces avantages font de cette méthode un moyen très bon marché pour étudier

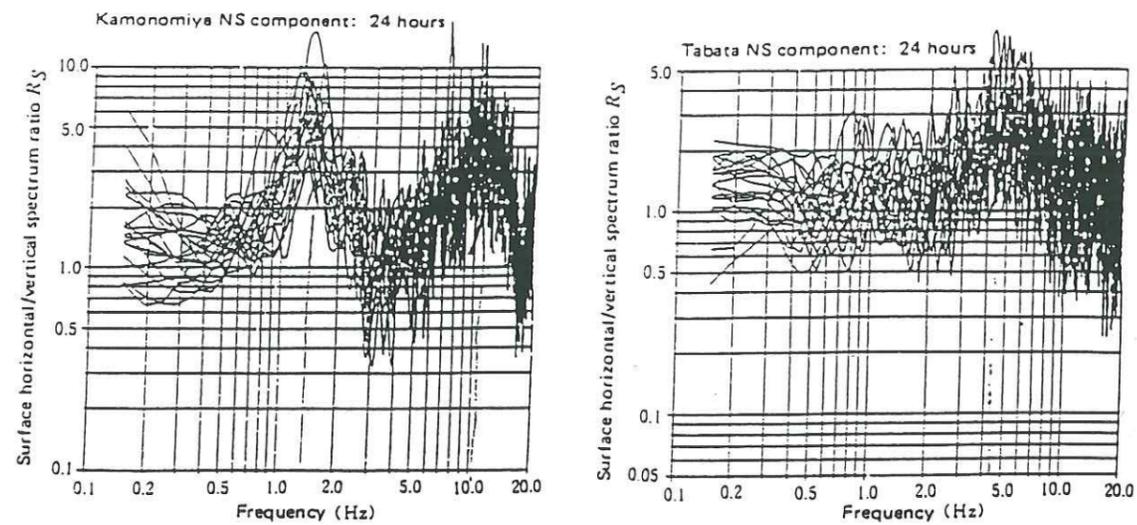


Figure 1.12 : Variations temporelles des rapports H/V pour deux sites sur des enregistrements de bruit de fond étalés sur 24 heures (Nakamura, 1989).

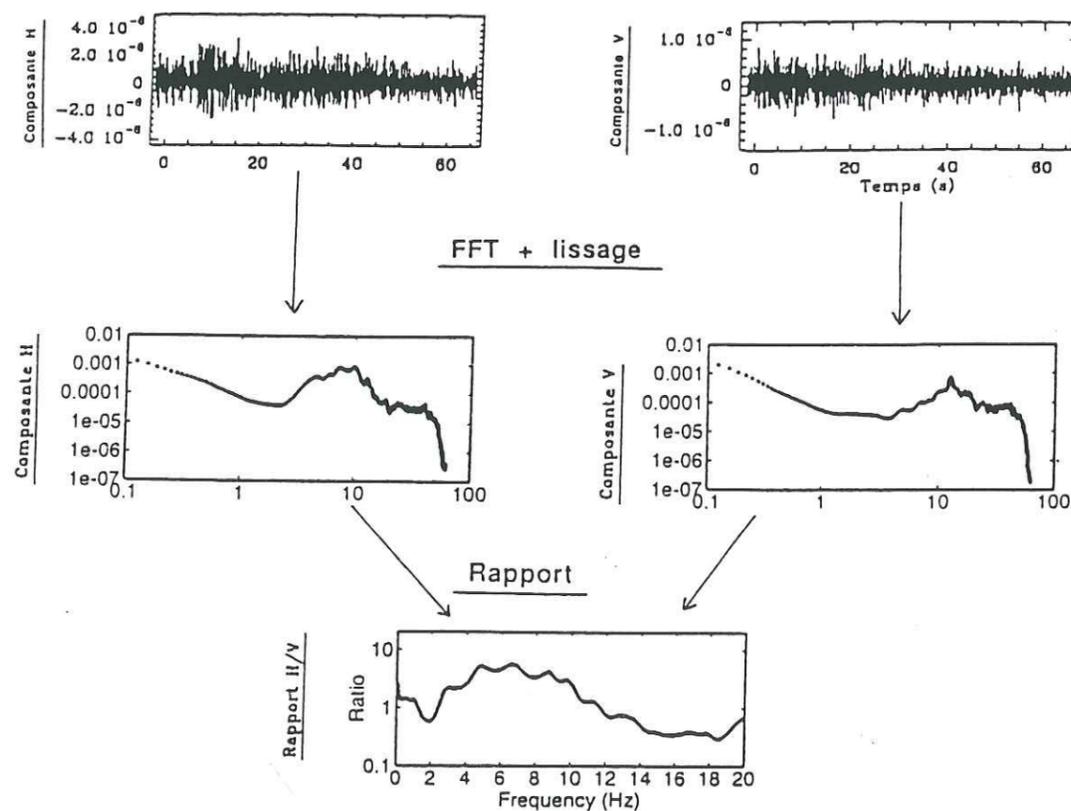


Figure 1.13 : Schéma descriptif de la méthode du rapport H/V.

les effets de site. Malheureusement, aucune explication théorique satisfaisante n'a été donnée jusqu'à maintenant pour étayer sa validité, et apprécier ses limites d'application. Cependant, nombreux sont les auteurs qui l'utilisent et qui présentent leurs résultats, obtenus dans des contextes divers, dont nous donnerons ici les principaux exemples.

Détermination de la fréquence de résonance

Les deux informations essentielles recherchées lors des études d'effets de site sont la fréquence de résonance du site et son niveau d'amplification du mouvement du sol. En ce qui concerne la fréquence prédominante, beaucoup d'auteurs montrent que la méthode H/V donne des résultats satisfaisants relativement aux méthodes classiques.

Ohmachi *et al.* (1991) utilisent le rapport H/V pour étudier la réponse de différents sites de la baie de San Francisco. Yamanaka *et al.* (1994) ont montré que le pic en fréquence obtenu avec le rapport H/V est stable dans le temps, bien que les sources de bruit de fond soient, quant à elles, variables. Dans le cas de leur étude, des rapports spectraux classiques calculés sur les mêmes enregistrements donnent des résultats peu stables. La figure I.14 traduit la stabilité des rapports H/V calculés pour différentes périodes d'observation. Yamanaka *et al.* (1994) concluent donc que la méthode H/V constitue un bon moyen pour supprimer les effets des variations temporelles des sources de bruit de fond. De même Konno *et al.* (1994) soulignent la stabilité temporelle du rapport H/V sur des enregistrements de bruit effectués toutes les heures durant une journée dans la ville de Tokyo (figure I.15). Xian-Sheng *et al.* (1994) montrent également que les différences d'amplitude spectrale visibles sur les composantes horizontales et verticale, liées aux variations temporelles des sources de bruit, sont considérablement atténuées par la méthode H/V (figure I.16).

De nombreux auteurs ont également validé la méthode H/V pour la détermination des fréquences prédominantes, en comparant les résultats qu'elle permet d'obtenir avec ceux que fournissent les rapports spectraux classiques. C'est le cas par exemple de Bonilla *et al.* (1996) qui obtiennent un bon accord entre les fréquences ainsi déterminées pour chaque site. De même, Konno *et al.* (1994) comparent les périodes prédominantes déduites des rapports H/V sur du bruit de fond, avec les périodes de résonance obtenues d'après les fonctions de transfert en ondes S. Ils obtiennent une assez bonne corrélation, comme l'indique la figure I.17. Enfin, Duval (1994) a également montré sur de nombreux sites, notamment à Nice et Monaco, un bon accord entre la fréquence obtenue à l'aide des rapports H/V avec celle fournie par les fonctions de transfert classiques.

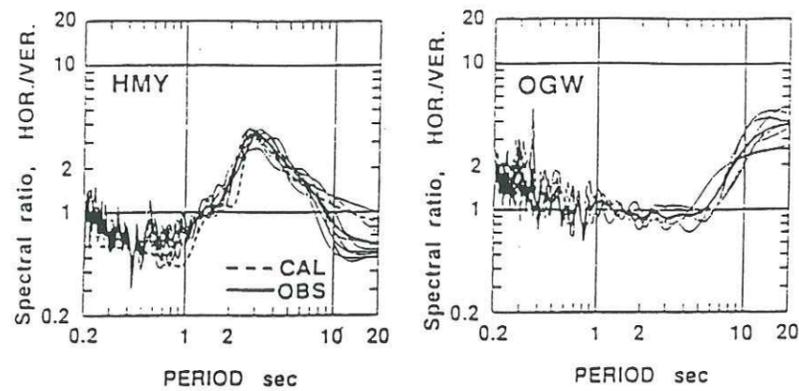


Figure 1.14 : Rapports H/V sur du bruit de fond pour deux sites. Les traits fins donnent les courbes obtenues à chaque période d'observation, les traits épais donnent la moyenne, et les pointillés sont les rapports H/V théoriques pour des ondes de Rayleigh fondamentales (Yamanaka et al., 1994).

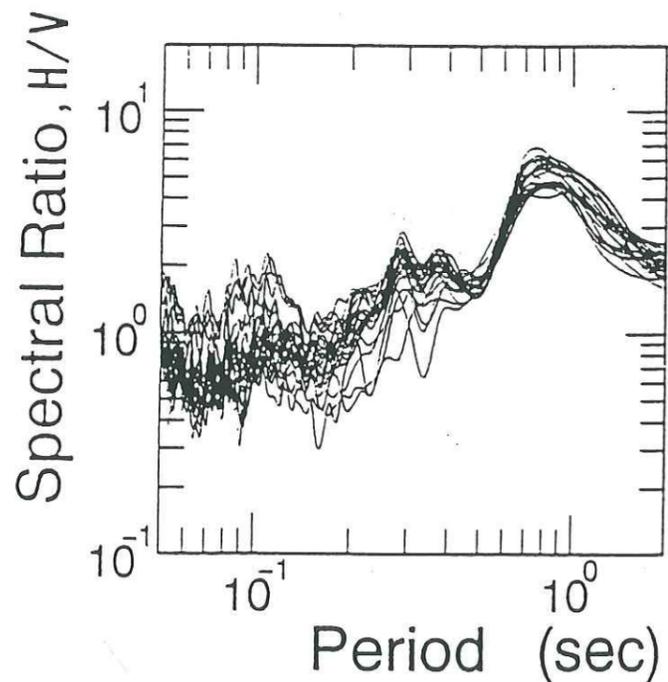


Figure 1.15 : Rapports H/V sur du bruit de fond mesurés chaque heure pendant un jour, à Tokyo (Konno et al., 1994).

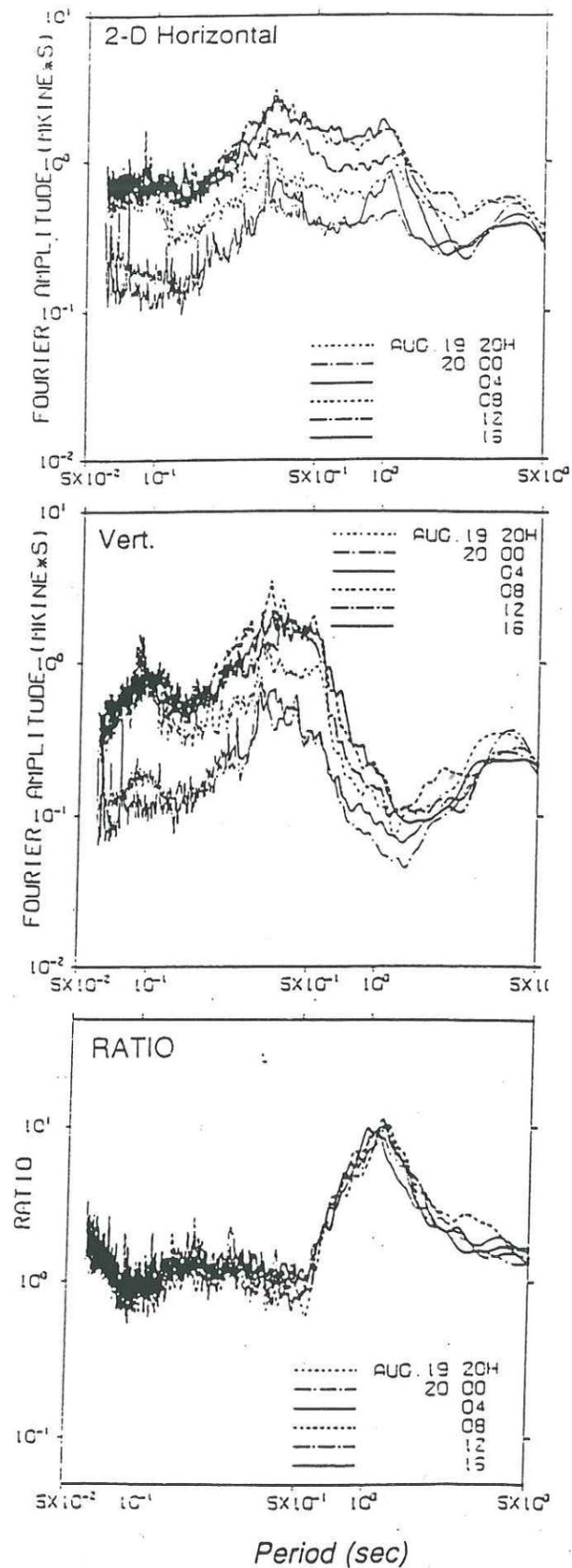


Figure 1.16 : Spectres (lissage avec une fenêtre Parzen de 0.1 Hz) et le rapport spectral H/V correspondant, sur des enregistrements de bruit de fond (Xian-Sheng et al., 1994).

Niveau d'amplification du site

Un autre point important concernant l'emploi du rapport spectral H/V est le niveau d'amplification estimé pour un site donné. En effet, nombre d'auteurs montrent que les niveaux d'amplification obtenus pour un site sont différents de ceux que fournit la méthode des rapports spectraux classiques. Par exemple, Field et Jacob (1993) ont comparé le rapport H/V avec le rapport spectral classique sur des enregistrements de bruit de fond. Nous voyons sur la figure I.18 qu'ils obtiennent une amplification bien plus faible avec la méthode H/V. Par ailleurs, Field *et al.* (1994) précisent que les incertitudes sur le niveau d'amplification obtenu avec les rapports spectraux classiques sont grandes dans le cas des séismes. Il est donc difficile de dire si oui ou non la méthode H/V fournit un facteur d'amplification fiable à la fréquence de résonance. En ce qui concerne l'amplitude du rapport H/V, Field et Jacob (1995) montrent, sur une série d'observations, qu'elle est systématiquement inférieure à celle des rapports spectraux classiques.

Cependant, Lermo et Chavez-Garcia (1993) trouvent une bonne correspondance entre les niveaux d'amplification obtenus avec la méthode H/V, et ceux provenant de données de mouvements forts pour les mêmes sites, dans la ville de Mexico. De même, Duval (1994) obtient une assez bonne corrélation entre les niveaux d'amplification obtenus par les rapports H/V et ceux des rapports spectraux classiques.

Rapport H/V sur les sites rocheux

Si les hypothèses proposées par Nakamura (1989) sont correctes, on devrait obtenir un rapport H/V plat et égal à 1 pour les sites rocheux, puisque ceux-ci sont considérés comme n'étant le siège d'aucune amplification. Par exemple, Lermo et Chavez-Garcia (1993) ont montré que la plupart des sites rocheux étudiés présentent effectivement un rapport H/V voisin de 1. Cependant, ils obtiennent un pic d'amplification pour un site de référence. Celui-ci serait donc lui-même l'objet d'effets de site. Ils indiquent qu'il s'agit peut-être d'effets topographiques, ce site étant placé au sommet d'une colline. Une autre étude menée par Lermo et Chavez-Garcia (1994-a) mentionne aussi un rapport H/V plat au niveau du site de référence. Enfin, Duval (1994) et Field et Jacob (1995) confirment également l'existence d'un rapport H/V égal à 1 pour les sites rocheux.

Spectral Ratio, HV, of Microtremor

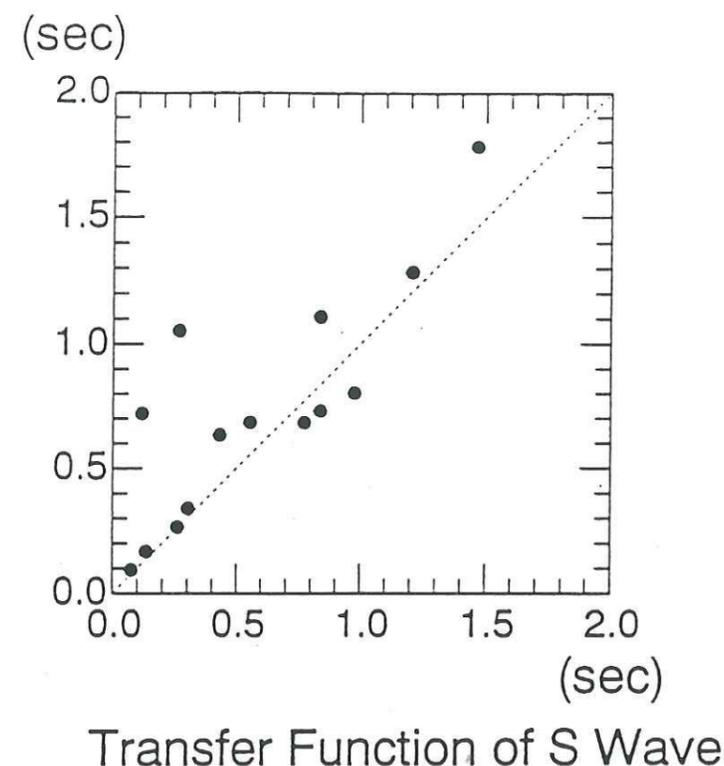


Figure I.17 : Comparaison des périodes prédominantes obtenues avec des rapports H/V sur bruit de fond, et des fonctions de transfert en ondes S (Konno et al., 1994).

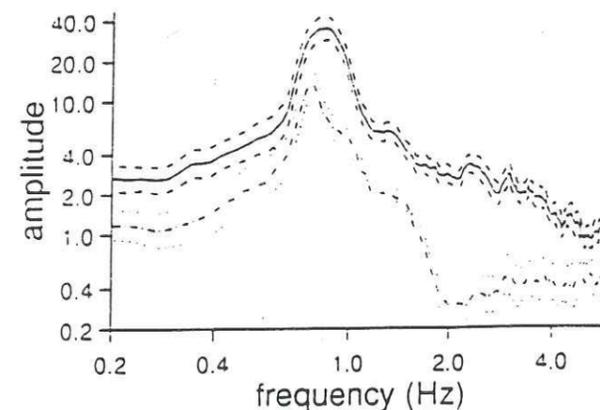


Figure I.18 : Rapports spectraux moyens sur du bruit de fond. Les traits plein et tiré représentent respectivement la moyenne et l'écart type pour des rapports spectraux par rapport à un site de référence. Les lignes tirets-points et pointillés donne l'équivalent pour des rapports H/V (Field et al., 1993).

L'utilisation du bruit de fond ambiant pour le calcul des rapports H/V pose encore une fois le problème de sa nature même. En effet, Nakamura (1989) a proposé l'utilisation de cette technique en prenant comme hypothèse de départ le fait que l'énergie du bruit de fond consiste principalement en ondes de Rayleigh. Kudo *et al.* (1976) et Shiono *et al.* (1979) ont étudié la nature des "microtremors" à partir d'enregistrements en réseau. Ils ont montré que les ondes de Rayleigh constituent une grande part de la composante verticale du bruit de fond longue période. Yamanaka *et al.* (1994) ont également comparé des rapports H/V sur du bruit de fond avec les éllipticités théoriques des ondes de Rayleigh. Ils obtiennent une bonne corrélation qui les amène à conclure que les "microtremors" sont principalement constitués d'ondes de Rayleigh. Ils utilisent ce même résultat comme moyen d'inversion de la structure de surface, par essai-erreur d'ajustement des éllipticités observées par les éllipticités calculées pour des ondes de Rayleigh.

I.1.4 La méthode des fonctions récepteur

Principe

Nous avons vu jusque là, la méthode du rapport spectral classique par rapport à un site de référence, sur des données de type séisme ou bruit de fond; ainsi que la méthode dite du rapport H/V calculé sur des enregistrements de bruit de fond. Certains auteurs ont également eu l'idée d'appliquer la méthode H/V à des enregistrements de séismes. La figure I.19 présente un schéma récapitulatif des différentes méthodes décrites.

L'utilisation du rapport H/V sur des séismes doit son fondement à la technique dite des fonctions récepteur, proposée par Langston (1977, 1979). Il s'agit d'une méthode utilisée pour déterminer la structure des vitesses dans la croûte à partir d'enregistrements téléseismiques d'ondes P à incidence quasi-verticale. Etant donné le fort angle d'incidence, on peut considérer que les ondes P sont dominantes sur la composante verticale, tandis que les composantes horizontales sont principalement constituées d'ondes S. Les ondes converties et les réverbérations crustales contribuent de façon mineure à la composante verticale d'ondes P. Pour des événements téléseismiques profonds, la composante verticale du mouvement est constituée par une fonction temporelle de type Dirac convoluée avec la réponse instrumentale. Or cette dernière est la même pour les différentes composantes ; donc, on peut supprimer l'effet de la fonction source sur la composante horizontale en calculant le rapport spectral H/V. Ammon (1991) définit la notion de fonction récepteur comme une variante normalisée de la composante radiale du déplacement en ayant supprimé l'effet des ondes P multiples. La figure I.20 montre la fonction récepteur obtenue pour le cas théorique d'une couche sur un demi espace. Langston (1979) précise que cette méthode ne peut s'appliquer qu'aux ondes P, car dans le cas des ondes S, la fonction source temporelle est différente pour les ondes SV et SH.

Ammon (1991) et Mangino *et al.* (1993) ont proposé quelques résultats susceptibles d'éclairer l'interprétation des courbes obtenues à l'aide des méthodes H/V en général :

- la fonction récepteur dépend beaucoup de la structure de vitesse en surface.
- les ondes converties de P à S dépendent de la distance entre source et récepteur. Ainsi, la fonction récepteur obtenue pour un angle d'incidence de 85° a une amplitude beaucoup plus faible que dans le cas d'une source proche.

		Type de données	
		Séismes	Bruit ambiant
Rapport spectral	Site Référence	Rapports spectraux classiques	Rapports spectraux sur bruit (valable uniquement à très longue période)
	$\frac{H}{U}$	Fonction récepteur	Méthode de Nakamura

Figure 1.19 : Récapitulatif des méthodes d'estimation des effets de site présentées ici.

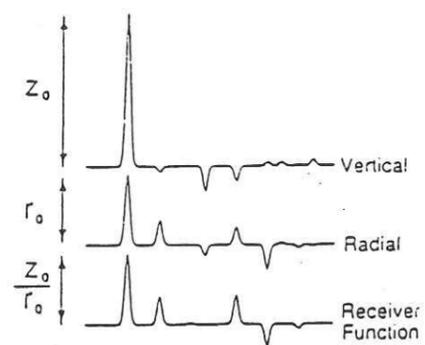


Figure 1.20 : Réponses verticale et radiale, et fonction récepteur correspondante, calculées pour une couche sur un demi-espace (Ammon, 1991).

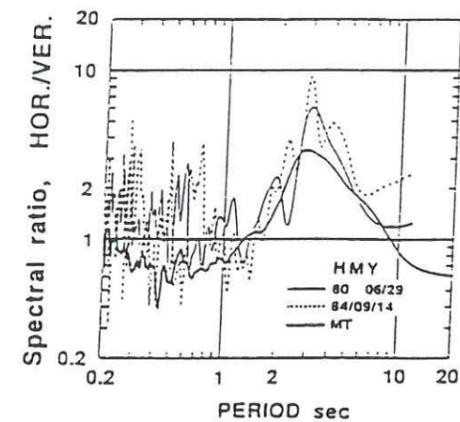


Figure 1.21 : Comparaison entre le rapport H/V sur du bruit de fond (trait épais) et les fonctions récepteur calculées sur des séismes (trait fin et pointillé) (Yamanaka et al., 1994).

Application aux effets de site

C'est par analogie avec cette méthode que certains auteurs ont suggéré d'appliquer la technique du rapport H/V à des enregistrements de séismes. Par exemple, Yamanaka *et al.* (1994) ont comparé des rapports H/V calculés d'une part pour du bruit de fond, d'autre part pour des séismes. La figure I.21 permet ainsi de voir que la période prédominante obtenue est bien la même ; par contre, l'amplitude est un peu plus forte dans le cas des séismes.

Theodulidis *et al.* (1996) comparent des fonctions récepteur calculées sur toute la durée du signal, avec des rapports spectraux classiques relativement à un site de référence en forage. Ils comparent également des rapports H/V calculés sur des séismes avec ceux qui sont obtenus à partir d'accélérogrammes synthétiques. Ce travail leur permet de conclure que le rapport H/V présente une forme stable ; par contre l'amplitude absolue dépend du champ d'onde incident, et est différente de l'amplification à laquelle conduisent les rapports spectraux classiques. En faisant varier la source des sismogrammes utilisés, Theodulidis *et al.* (1996) montrent ainsi que les propriétés de la source ne devraient pas affecter la forme du rapport H/V, mais son amplitude. Le mécanisme au foyer, par exemple, modifie beaucoup l'amplitude des rapports H/V calculés à partir de sismogrammes synthétiques.

Field et Jacob (1995) ont également utilisé les fonctions récepteur, montrant que les fréquences fondamentales obtenues sont identiques à celles que l'on déduit des rapports H/V bruit de fond. Contrairement à ce que suggère Langston (1979), Field et Jacob (1995) calculent les fonctions récepteur sur les ondes S uniquement. En effet, ils ont montré qu'avec les ondes P, ils n'obtiennent pas de résultats cohérents avec les amplifications observées par rapport spectral classique.

Les fonctions récepteur calculées pour des sites rocheux sont plates, comme dans le cas des rapports H/V de bruit de fond. La variabilité des résultats est la même pour les fonctions récepteur que pour les rapports spectraux classiques. Ceci est lié à la variabilité des enregistrements des séismes utilisés.

En ce qui concerne les amplitudes, Field et Jacob (1995) rapportent également une sous-estimation de l'amplification dans le cas des fonctions récepteur, par rapport aux rapports spectraux classiques. Ils concluent que les fonctions récepteur calculées sur les ondes S donnent une bonne estimation de la dépendance fréquentielle de la réponse d'un site. De même, Duval (1994) avait montré un résultat identique, à partir d'une comparaison pour des sites dans la ville de Nice.

I.1.5 Récapitulatif

De la description des principales méthodes expérimentales d'étude des effets de site nous pouvons dégager quelques caractéristiques majeures de chacune d'entre elles, ainsi que les réserves que leur utilisation appelle :

- La méthode du rapport spectral classique par rapport à un site de référence est la plus utilisée et sert donc de base de comparaison pour la validation des autres techniques ;
- La méthode H/V utilisée soit sur du bruit de fond, soit sur des séismes semble donner une estimation satisfaisante de la fréquence de résonance d'un site ;
- Le niveau d'amplification estimé avec les méthodes H/V ne concorde pas avec celui que fournissent les rapports spectraux classiques ;
- Pour la méthode des rapports spectraux classiques, le choix d'un site de référence est délicat ;
- Les méthodes utilisant des enregistrements de séismes (rapports spectraux classiques et fonctions récepteur) sont difficilement utilisables en milieux urbains où le niveau de bruit est très élevé. D'autre part, elles sont sujettes à une dispersion beaucoup plus grande que la méthode H/V sur du bruit de fond, qui fournit des résultats très stables.

Chapitre I.2:
Etude numérique
et théorique de la méthode
du rapport H/V

De nombreuses études récentes utilisant les enregistrements de bruit de fond ont été conduites pour valider la méthode du rapport H/V (Nakamura, 1989). Celle-ci semble en effet, très pratique dans le cas de milieux urbains, puisqu'elle ne nécessite que des enregistrements de bruit à l'aide d'une station à trois composantes. De tels enregistrements effectués à Mexico, Oaxaca et Acapulco par Lermo et Chavez-Garcia (1993), et en France par Duval (1994) ont donné des résultats encourageants.

Cependant, aucune base théorique satisfaisante n'a, jusqu'à présent, permis de justifier cette méthode. Le but de la présente étude numérique est de comprendre pourquoi cette technique permet de révéler la fréquence de résonance d'un site et de voir ce qu'il advient des modes supérieurs ; nous examinerons également les paramètres qui contrôlent l'amplitude du pic H/V. Les effets de source, par exemple, sont susceptibles d'avoir un impact majeur sur la réponse d'un site. Il est donc nécessaire de vérifier que le rapport H/V estimé à partir du bruit de fond donne plus d'informations sur les caractéristiques de la réponse du site que sur la fonction d'excitation de la source. De plus, contrairement à celles des séismes, les ondes associées au bruit de fond sont engendrées par des sources superficielles, telles que le vent, la circulation routière, les trains, les vibrations de machines, etc. Ces ondes sont constituées d'un mélange d'ondes de surface et d'ondes de volume (P et S), qui n'ont probablement pas traversé toute la structure sédimentaire. Enfin, les contraintes mises en jeu dans le bruit de fond sont très faibles par rapport à celles produites lors d'un séisme. L'autre objectif majeur de cette étude est d'apprécier la sensibilité du rapport H/V aux conditions géologiques locales.

Nous avons développé une méthode de simulation numérique de bruit de fond pour mieux comprendre la signification du rapport H/V et l'influence de différents paramètres. Pour cela, nous utilisons un modèle multi-sources pour simuler le bruit de fond urbain. Ce travail s'articule autour de deux parties principales. Tout d'abord, nous nous sommes intéressés à la fréquence du pic H/V et à sa relation avec la fréquence de résonance, pour des fonctions sources variées et différentes structures géologiques. Nous avons également comparé les résultats obtenus avec différents types d'ondes incidentes. Dans un deuxième temps, nous avons étudié l'amplitude du rapport H/V, tout en essayant de voir quels sont les paramètres qui la contrôlent pour savoir si elle constitue un bon indicateur du niveau d'amplification d'un site.

I.2.1 Méthodes utilisées pour l'étude du rapport H/V

Simulation de bruit de fond ambiant

Le bruit enregistré dans les villes peut être considéré comme étant généré par un ensemble de sources superficielles, distribuées aléatoirement et d'amplitudes variables. Ces sources sont d'origines différentes, comme par exemple le vent, les voitures, les trains, les travaux, les industries, etc. Il est, par conséquent, difficile de simuler le bruit urbain de manière déterministe.

Nous avons décidé de modéliser le bruit comme un ensemble de sources superficielles, avec une amplitude aléatoire, disposées autour d'un récepteur central (figure I.22). Pour cette étude nous avons utilisé 240 ou 480 sources, divisant le disque en 24 secteurs angulaires, avec un rayon variant de 100 m à 1 km. Ce modèle permet d'utiliser un arrangement simple d'une source ponctuelle et une ligne de récepteurs, au lieu d'une seule station et plusieurs sources, comme indiqué sur la figure I.23. Nous pouvons alors utiliser directement les sismogrammes synthétiques générés par le programme de simulation numérique décrit ci-après. Le signal enregistré par le récepteur central consiste en une sommation, selon chacune des trois composantes. Quatre paramètres doivent être pris en compte dans le calcul pour simuler la nature aléatoire du bruit de fond :

- Des sources de type différents (k) sont utilisées, telles que des explosions (triples dipôles), des forces unidirectionnelles (horizontales et verticales).
- Les fonctions source sont également de différents types, comme indiqué sur la figure I.24.
- Nous introduisons, pour chaque source, une différence de phase aléatoire, Φ_{ijk} , comprise entre zéro et la durée totale du sismogramme (t).
- Les différences d'amplitude sont simulées à l'aide un facteur aléatoire, R_{ijk} , compris entre 0 et 1.
- Un coefficient A_i est utilisé pour prendre en compte la probabilité d'avoir une source dans chacun des secteurs. Ce coefficient est proportionnel à l'aire de chaque secteur. En effet, les secteurs extérieurs du disque sont plus grands que les secteurs centraux, et la probabilité qu'ils ont de contenir une source est plus grande que dans les secteurs internes. Nous définissons donc $A_i = (\text{aire du secteur } i) / (\text{aire moyenne des secteurs})$.

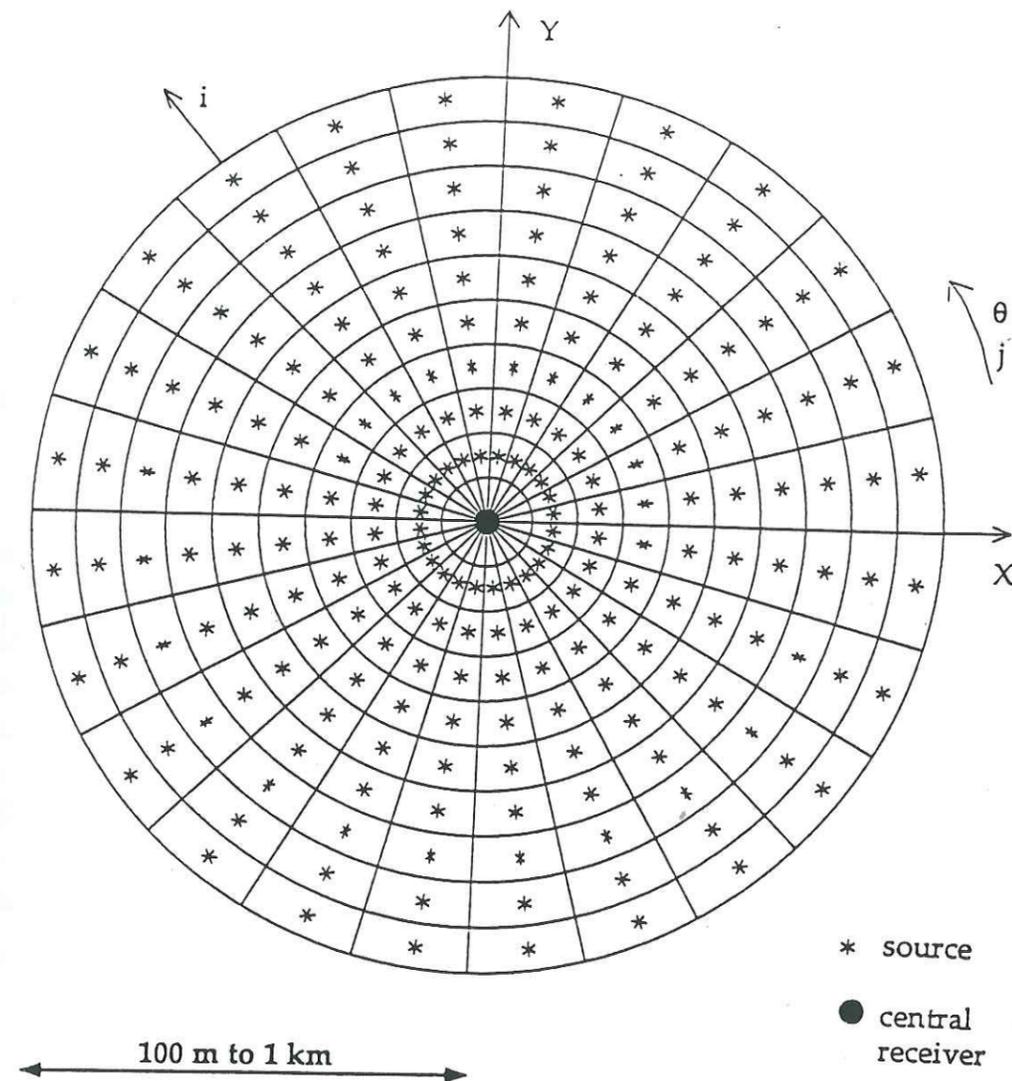


Figure I.22 : Modèle multi-sources utilisé pour les simulations de bruit de fond urbain.

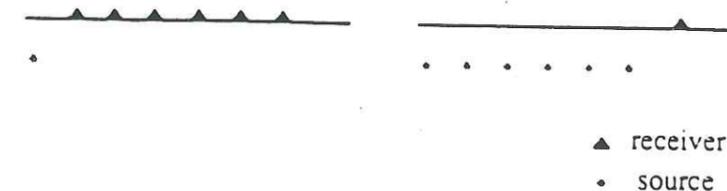


Figure I.23 : Dispositif source-récepteur. Etant donné que ces deux schémas sont équivalents, nous pouvons utiliser directement les résultats fournis par le programme Axitra (pour une source et plusieurs récepteurs), pour calculer les sismogrammes synthétiques correspondant au modèle multi-sources.

Puis, $U_t^{k;i,j}$, $U_r^{k;i,j}$ et $U_v^{k;i,j}$ étant respectivement les composantes tangentielle, radiale et verticale, dues à une source dans un secteur (i,j), nous pouvons estimer les trois composantes au récepteur central comme suit :

$$U_x(t) = \sum_{k=1}^3 \left(\sum_{j=1}^{24} \left(\sum_{i=1}^{nr} \left[U_t^{k;i,j}(t+\phi_{ijk}) \cdot \cos(\theta+\pi) + U_r^{k;i,j}(t+\phi_{ijk}) \cdot \cos\left(\theta + \frac{3\pi}{2}\right) \right] \cdot R_{ijk} \cdot A_i \right) \right) \quad (I.10)$$

$$U_y(t) = \sum_{k=1}^3 \left(\sum_{j=1}^{24} \left(\sum_{i=1}^{nr} \left[U_t^{k;i,j}(t+\phi_{ijk}) \cdot \sin(\theta+\pi) + U_r^{k;i,j}(t+\phi_{ijk}) \cdot \sin\left(\theta + \frac{3\pi}{2}\right) \right] \cdot R_{ijk} \cdot A_i \right) \right) \quad (I.11)$$

$$U_z(t) = \sum_{k=1}^3 \left(\sum_{j=1}^{24} \left(\sum_{i=1}^{nr} \left[U_z^{k;i,j}(t+\phi_{ijk}) \right] \cdot R_{ijk} \cdot A_i \right) \right) \quad (I.12)$$

où nr est le nombre de sources dans un secteur: c'est à dire le nombre d'anneaux du disque (10 ou 20 dans notre cas) ; et θ l'angle entre la ligne source-récepteur et l'axe X, comme indiqué sur la figure II.22.

Cette procédure est répétée dix fois, en donnant des valeurs aléatoires aux facteurs ϕ_{ijk} et R_{ijk} , de manière à générer plusieurs enregistrements synthétiques de bruit.

Technique de simulation numérique

Pour effectuer les calculs numériques, nous utilisons le programme Axitra (Coutant, 1989) qui génère des sismogrammes synthétiques, en utilisant la méthode des nombres d'onde discrets (Bouchon, 1981). Ce programme permet de calculer la réponse d'un milieu stratifié horizontalement, pour plusieurs récepteurs et une source ponctuelle, situés en des positions arbitraires. La seule condition à respecter est que source et récepteurs ne soient pas placés à la même profondeur. La réponse de la structure est ensuite convoluée à une fonction source choisie. La source est définie par son type (explosion, crack, dislocation, force unidirectionnelle, etc.) et sa forme (fonction step, Ricker, Dirac, triangle, etc.). Pour chaque

calcul il est nécessaire de spécifier la durée du sismogramme (tl) et le nombre de fréquences calculées (n_{freq}) ; par conséquent, la fréquence maximale est donnée par $f_{max} = n_{freq}/tl$.

Pour cette étude, la source est située à une profondeur de 2 m pour simuler le bruit provenant de l'activité humaine et industrielle dans les villes, tandis que le récepteur est situé à la surface du sol.

Calcul du rapport H/V

Le rapport H/V est calculé comme indiqué précédemment dans le paragraphe I.1.3. Pour le lissage des spectres nous avons utilisé ici deux fonctions différentes. La première se réfère à une échelle linéaire des fréquences. Pour des structures géologiques variées, le maximum d'énergie correspond à des fréquences différentes ; il est donc nécessaire d'adapter la largeur de la fenêtre de lissage à chaque cas. La deuxième fonction de lissage utilisée est une fenêtre triangle sur une échelle de fréquences logarithmique. L'avantage réside dans le fait que la largeur de la fenêtre est fonction de la fréquence ; nous pouvons ainsi la maintenir constante dans tous les cas (égale ici à 0.1). Ensuite nous calculons le rapport entre le spectre lissé de l'une des deux composantes horizontales (ou le spectre moyen des deux, donné par $S_h = (S_x + S_y)/2$) et celui de la composante verticale.

I.2.2 Le rapport H/V dans le domaine fréquentiel

Variation des caractéristiques de la source

La première partie de ce travail porte sur l'étude de la forme spectrale du rapport H/V. Nakamura (1989) indique que ce rapport présente un pic qui correspond à la fréquence de résonance en ondes S de la structure stratifiée (f_s), et que la position de ce pic ne dépend pas des caractéristiques de la source.

Nous considérons, dans un premier temps, une structure simple constituée par une couche sédimentaire horizontale sur un demi-espace homogène. Les caractéristiques de ce site S1 sont données dans le tableau I.1. Le modèle multi-sources décrit précédemment est utilisé pour calculer la moyenne des spectres H/V de dix réalisations de bruit synthétiques. Comme indiqué précédemment, le programme de simulation permet de choisir différentes sortes de sources et fonctions source. Nous suivons la même procédure pour différentes caractéristiques des sources, afin de comparer les rapports H/V obtenus. Le premier type de source utilisé est une explosion (représentée par un triple dipôle), avec deux fonctions source différentes : step et Ricker (figure I.24). Les spectres obtenus sont présentés sur la figure I.25. Cependant, une source de type force unidirectionnelle, donnée par ses trois composantes (x,y,z), est probablement plus représentative du bruit de fond urbain, que des sources de type double couple ou explosion. Les rapports H/V sont donc calculés pour la même structure géologique simple, avec une source définie par une contribution de forces unidirectionnelles (dans les trois directions), et trois fonctions source différentes : step, Ricker et pseudo-Dirac. Les résultats sont présentés sur la figure I.26.

Les rapports H/V obtenus pour des caractéristiques de source différentes, présentent tous clairement un pic dont la position en fréquence reste la même quelles que soient la nature et la fonction de la source. Dans ce cas simple, ce pic est centré sur une fréquence de 10 Hz environ. D'après ce résultat, nous pouvons dire que pour des sources aléatoirement distribuées en surface, la fréquence correspondant au pic H/V est indépendante des caractéristiques de la source. D'autres résultats obtenus sur des structures géologiques différentes avec des sources variées confirment ce résultat.

Site S1						Site S5					
Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s	Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-10	600	300	2.0	50	30	0-30	600	300	2.0	50	30
10+	1,800	1,000	2.5	100	100	30+	1,200	600	2.5	100	100

Site S2						Site S6					
Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s	Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-30	600	300	2.0	50	30	0-5	600	300	2.0	50	30
30+	1,800	1,000	2.5	100	100	5-10	800	400	2.0	50	30

Site S3						Site S4					
Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s	Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-30	600	300	2.0	50	30	0-30	600	300	2.0	50	30
30+	2,700	1,500	2.5	100	100	30+	900	450	2.5	100	100

Tableau I.1 : Structures géologiques des modèles simples.

Site name	Max. source receiver distance L (m)	Interstation spacing d (m)	Number of receivers n	Source depth z_0 (m)	Seismogram duration tl (s)	Time interval dt (s)	Maximum frequency f_{max} (Hz)
S1	300	30	10	2	4	0.004	64
S2	300	30	10	2	4	0.004	64
S3	300	30	10	2	4	0.004	64
S4	300	30	10	2	4	0.004	64
S5	300	30	10	2	4	0.004	64
S6	300	30	10	2	4	0.004	64
KS1	1,000	50	20	2	16	0.0156	16
KS2	1,000	50	20	2	32	0.03	8
V1	1,000	50	20	2	8	0.0078	32
V2	1,000	50	20	2	8	0.0078	32
fv1	1,000	50	20	2	16	0.0156	16
fv2	1,000	50	20	2	16	0.0156	16
fv3	1,000	50	20	2	16	0.0156	16
sbm1	1,000	50	20	2	8	0.0078	32
sbm2	1,000	50	20	2	8	0.0078	32
larv1	1,000	50	20	2	16	0.0156	16
larv2	1,000	50	20	2	16	0.0156	16

Tableau I.2 : Paramètres de calcul.

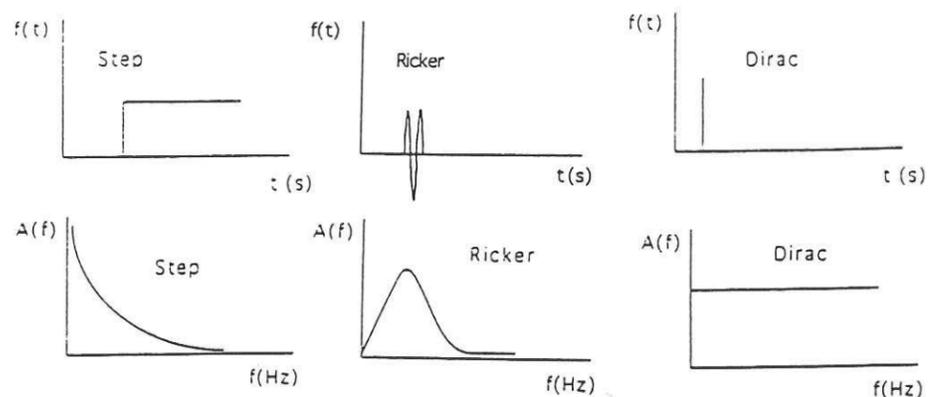


Figure 1.24 : Forme en temps et en fréquence des fonctions source utilisées.

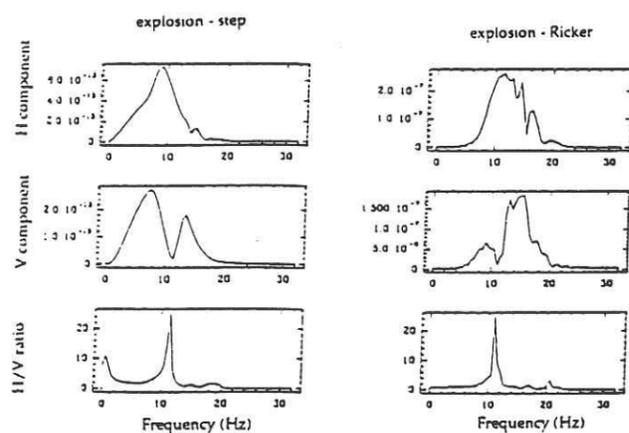


Figure 1.25 : Spectres pour la structures simple S1, avec une source de type explosion et une fonction step (à gauche) et Ricker (à droite). Largeur de la fenêtre de lissage : 1 Hz.

Influence de la structure géologique

Nous nous intéressons maintenant à l'influence de la structure géologique sur la position du pic H/V. Des sismogrammes synthétiques sont donc calculés avec le modèle multi-sources pour différentes structures de terrain. Cet ensemble de calculs est conduit sans changer la nature de la source qui est caractérisée par des forces unidirectionnelles (radiale, tangentielle et verticale) et une fonction pseudo-Dirac. Deux type de structures sont utilisés.

Dans un premier temps, six modèles théoriques simples sont étudiés qui présentent des contrastes de vitesse et des épaisseurs de couches variables. Les paramètres physiques de ces structures sont donnés dans le tableau I.1, et les paramètres de calcul dans le tableau I.2. La figure I.27 présente la moyenne des spectres obtenus à partir de dix enregistrements synthétiques de bruit de fond, pour les six structures géologiques décrites précédemment. Nous pouvons noter ici que plus le contraste de vitesse est fort, plus le pic H/V est net. Il apparaît également un pic dans le cas d'un gradient progressif de vitesse.

Dans un second temps, la même procédure est appliquée sur quelques structures géologiques réelles (plus complexes) de trois régions différentes: Ashigara Valley (Japon), Turkey Flat (Californie) et des sites côtier dans le sud-est de la France. Des études géotechniques menées dans ces différents sites ont permis d'obtenir de manière précise les structures géologiques et les caractéristiques physiques de ces régions (Bard, 1993; Cramer et Real, 1992 ; Sawada, 1992 ; Seo, 1992 pour Ashigara Valley et Turkey Flat ; Duval, 1992 pour le sud-est de la France). Ces données géotechniques sont présentées dans les tableaux I.3 à I.5, et les paramètres de calcul sont décrits dans le tableau I.2. La figure I.28 présente un schéma de l'ensemble des structures géologiques considérées. Les rapports H/V obtenus pour chacun de ces sites sont présentés sur la figure I.29.

Il est clair que la forme générale du rapport H/V pour chacun de ces sites est caractérisée par un pic stable, centré sur une fréquence variable f_n . Si nous comparons les résultats obtenus pour les différents sites, nous constatons que la structure géologique influence la position du pic H/V.

L'étape suivante a consisté à comparer ces fréquences f_n avec les fréquences de résonance f_s , correspondant à la résonance verticale en ondes S. Celles-ci ont été calculées pour chaque structure géologique à l'aide d'un programme simple 1D, basé sur la méthode de la réflectivité (Kennett et Kerry, 1979). La figure I.30 présente une comparaison entre ces fréquences f_n et f_s pour toutes les structures géologiques décrites précédemment. Ceci met en évidence une bonne correspondance entre la position du pic obtenu à partir du bruit de fond et celui provenant d'ondes S verticales. Nous en concluons donc que la fréquence f_n dérivée

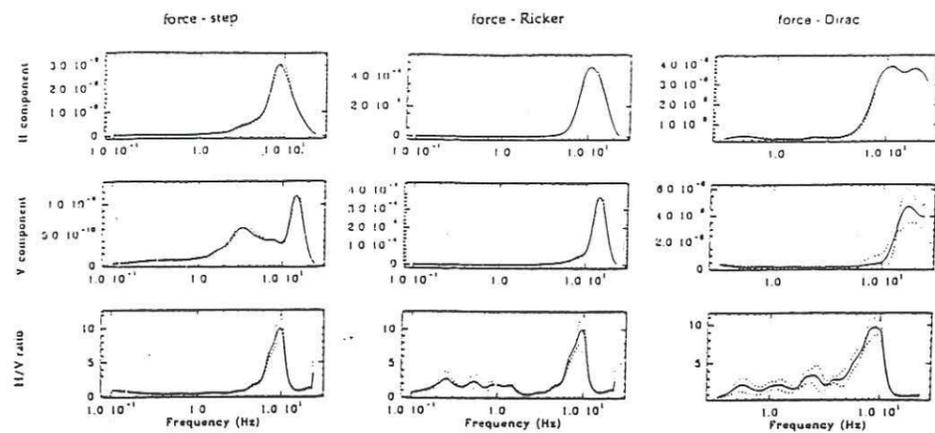


Figure 1.26 : Spectres pour la structure simple S1, avec des sources de type forces unidirectionnelles et des fonctions step, Ricker et Dirac (respectivement de gauche à droite). Lissage sur une échelle logarithmique, de largeur 0.1. Les pointillés indiquent l'écart type, pour 10 simulations de bruit différentes.

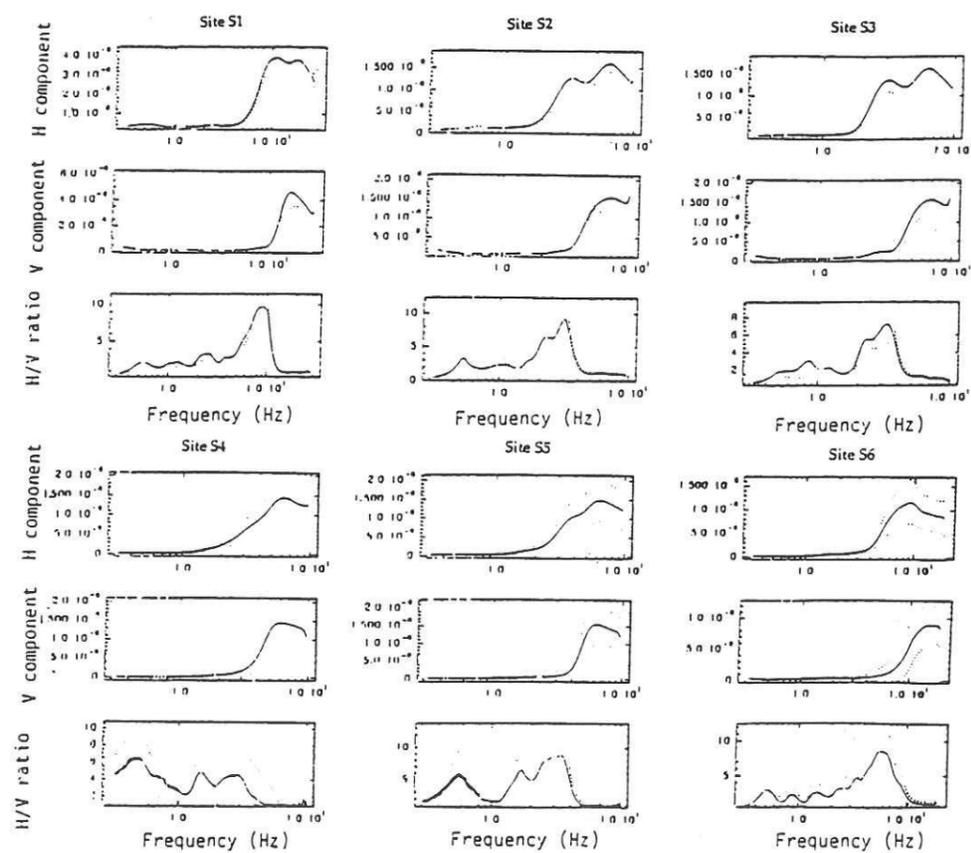


Figure 1.27 : Spectres obtenus pour les six structures théoriques. Lissage sur une échelle logarithmique, de largeur 0.1. Les pointillés indiquent l'écart type, pour 10 simulations de bruit différentes.

du rapport H/V est probablement un bon indicateur de la fréquence fondamentale de résonance f_c d'une structure horizontalement stratifiée.

Site KSI

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-5	400	160	1.4	50	25
5-14	2,000	620	2.3	100	50
14-18	2,000	430	1.7	100	50
18-25	2,000	700	2.3	100	50
25-31	1,900	340	1.7	100	50
31-42	1,900	500	1.8	100	50
42-60	1,600	410	1.7	100	50
60-69	2,200	590	1.8	100	50
69-250	2,200	950	2.2	100	50
250+	3,000	1,500	2.4	100	50

Site KRI

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-250	2,200	800	2.2	100	50
250+	3,000	1,500	2.4	100	50

Tableau I.3 : Structures géologiques des sites à Ashigara Valley.

Site V1

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-2.4	320	135	1.5	66	33
2.4-7.6	975	460	1.8	66	33
7.6-21.3	975	610	1.9	66	33
21.3+	2,715	1,340	2.2	100	50

Site KS2

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-7	600	65	1.4	50	25
7-12	1,500	170	1.5	50	25
12-28	2,100	690	2.3	100	50
28-76	1,650	400	1.8	100	50
76-82	2,300	750	2.3	100	50
82-94	1,800	400	1.8	100	50
94-270	2,300	700	2.2	100	50
270+	3,000	1,500	2.4	100	50

Site V2

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-2.1	305	150	1.55	66	33
2.1-5.5	915	275	1.75	66	33
5.5-11	975	610	1.9	66	33
11+	2,715	1,340	2.2	100	50

Tableau I.4 : Structures géologiques des sites à Turkey Flat.

Site fv1

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-12	1,500	182	2.0	50	15
12-33	1,500	177	2.0	50	15
33-38	1,500	482	2.2	50	40
38-45	1,500	616	2.2	50	50
45-70	2,100	1,200	2.1	100	100
70-100	2,350	1,350	2.2	150	100
100+	2,600	1,500	2.3	200	100

Site fv2

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-10	1,500	182	2.0	50	15
10-26	1,500	177	2.0	50	15
26-33	1,500	482	2.2	50	40
33-41	1,500	616	2.2	50	50
41-70	2,100	1,200	2.1	100	100
70-100	2,350	1,350	2.2	150	100
100+	2,600	1,500	2.3	200	100

Site fv3

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-6	1,500	182	2.0	50	15
6-21	1,500	177	2.0	50	15
21-25	1,500	482	2.2	50	40
25-37	1,500	616	2.2	50	50
37-70	2,100	1,200	2.1	100	100
70-100	2,350	1,350	2.2	150	100
100+	2,600	1,500	2.3	200	100

Tableau I.5 : Structures géologiques des sites dans le SE de la France.

Site sbm1

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-5	1,500	180	1.7	50	15
5-20	1,500	400	1.9	100	30
20+	2,600	1,500	2.0	200	100

Site sbm2

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-10	1,500	180	1.7	50	15
10-25	1,500	400	1.9	100	30
25+	2,600	1,500	2.0	200	100

Site larv1

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-10	1,500	180	1.7	50	15
10-27	1,500	400	1.9	100	30
27+	2,600	1,500	2.0	200	100

Site larv2

Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Q_p	Q_s
0-14	1,500	180	1.7	50	15
14-30	1,500	400	1.9	100	30
30+	2,600	1,500	2.0	200	100

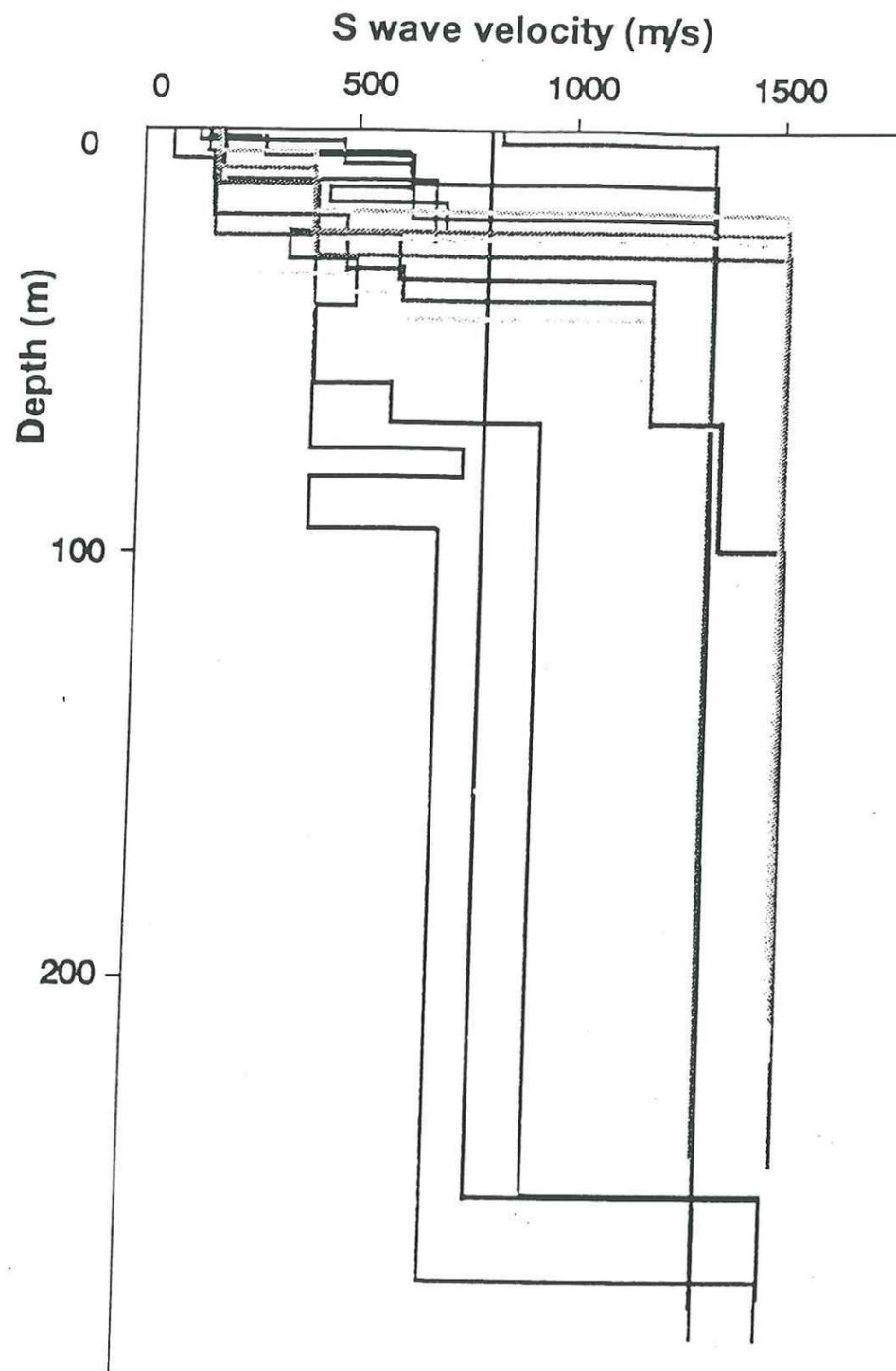


Figure 1.28 : Profils de vitesse des ondes S pour l'ensemble des sites étudiés.

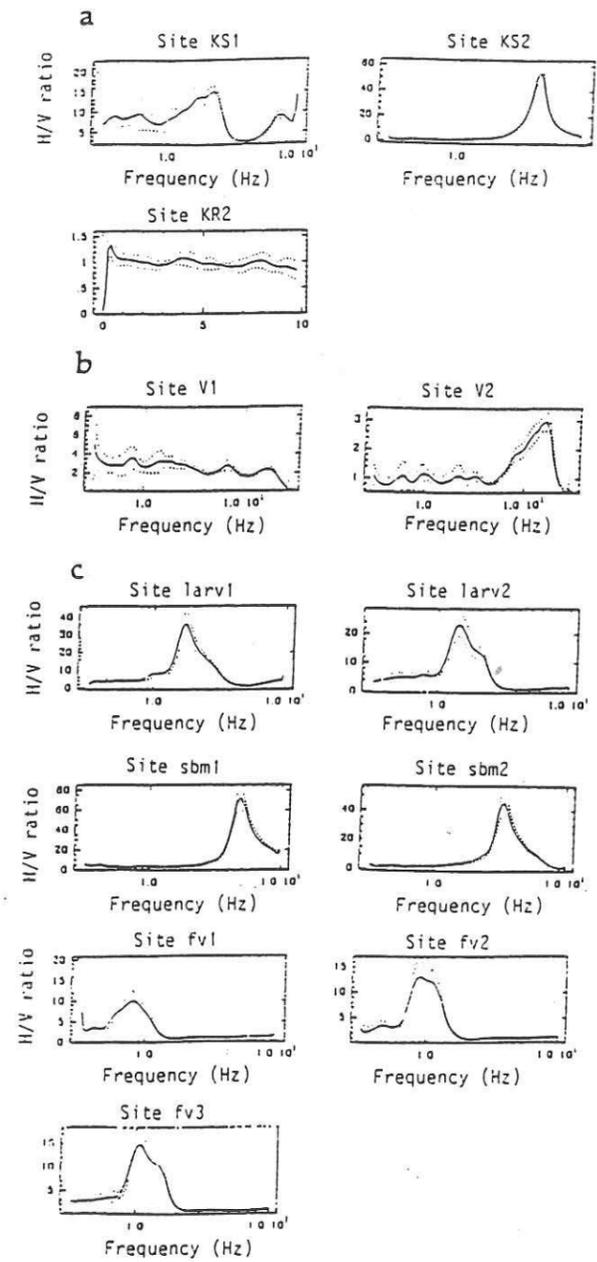


Figure 1.29 : Rapports H/V pour les sites de (a) Ashigara Valley (Japon), (b) Turkey Flat (Californie), (c) sud-est de la France. Lissage sur une échelle logarithmique, de largeur 0.1. Les pointillés indiquent l'écart type, pour 10 simulations de bruit différentes.

I.2.3 Interprétation des résultats

Courbes de polarisation des ondes de Rayleigh

Comme nous l'avons indiqué précédemment, le bruit de fond urbain est considéré comme étant engendré par des sources superficielles, et devrait donc être constitué principalement par des ondes de surface. Dans le cas de milieux stratifiés comme ceux que nous considérons dans cette étude, deux types d'ondes de surface peuvent exister principalement : les ondes de Love et les ondes de Rayleigh. Les ondes de Love sont polarisées uniquement dans la direction horizontale, et donc impliqueraient des rapports H/V infinis. Par contre, les ondes de Rayleigh sont polarisées à la fois dans les directions horizontale (radiale) et verticale ; ainsi, les pics observés sur les rapports H/V pourraient être liés aux courbes de polarisation des ondes de Rayleigh. Nous avons donc calculé les polarisations des ondes de Rayleigh pour chacun des modèles considérés, en utilisant un ensemble de programmes (Herrmann, 1985) qui permet de calculer les valeurs de dispersion et les fonctions propres pour un modèle de vitesse donné, pour les ondes de Love et de Rayleigh. Les courbes de polarisation ainsi obtenues pour les trois structures simples (une couche sur un demi-espace, modèles S1 à S3) sont présentées sur la figure I.31. Les résultats pour quelques uns des sites plus complexes (quelques exemples dans chacune des trois régions étudiées) sont l'objet de la figure I.32. Ces courbes de polarisation sont caractérisées par plusieurs pics à différentes fréquences.

Il est intéressant de comparer les courbes de polarisation obtenues pour chaque site avec les rapports H/V calculés à partir des simulations de bruit de fond. La figure I.33 permet une comparaison entre la fréquence f_n du pic H/V et la fréquence f_p du mode fondamental des courbes de polarisation : la position du pic des simulations de bruit correspond en général au premier pic des courbes de polarisation. En d'autres termes, la forme du rapport H/V est largement contrôlée par les ondes de Rayleigh fondamentales, qui elles-mêmes sont étroitement liées aux phénomènes de résonance, du fait de leur piégeage dans les couches sédimentaires.

Ondes SV à incidence variable

Etant donné que pour des sources proches (comme c'est le cas à l'échelle d'une ville) le bruit contient une part importante d'ondes de volume, il est aussi intéressant d'étudier le rapport H/V pour de telles ondes. Nous avons utilisé un programme, traitant le cas d'un

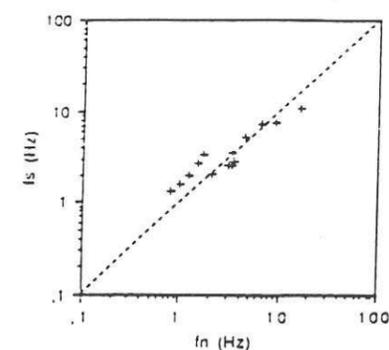


Figure I.30 : Comparaison des fréquences du pic H/V pour chaque site ; f_n : pour les simulations de bruit, f_s : pour des ondes S verticales. La ligne pointillée correspond à $f_s = f_n$.

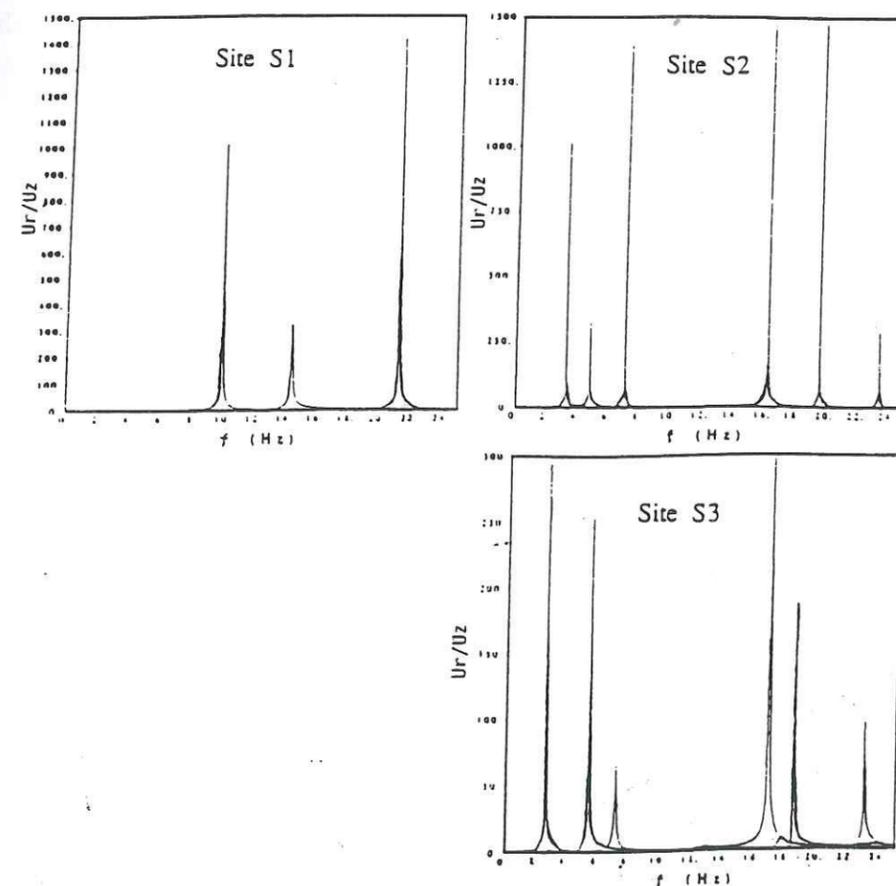


Figure I.31 : Courbes de polarisation des ondes de Rayleigh pour les structures à une couche. L'axe vertical correspond au rapport entre la composante radiale et la composante verticale (U_r/U_z).

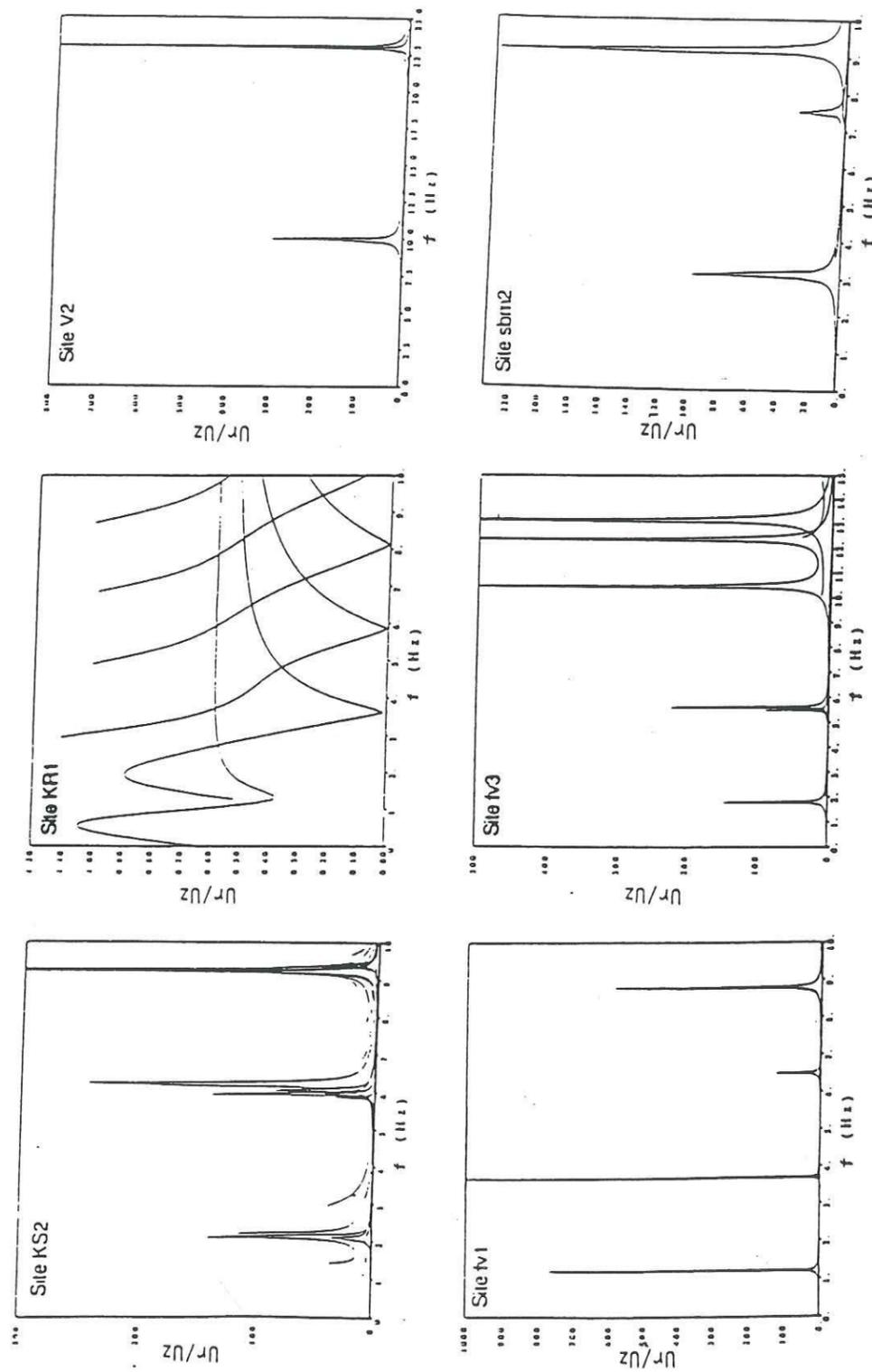


Figure I.32 : Courbes de polarisation des ondes de Rayleigh pour les sites à Ashigara Valley, Turkey Flat et SE de la France. L'axe vertical correspond au rapport entre la composante radiale et la composante verticale (U_x/U_z).

milieu à une dimension, basé sur la méthode de la réflectivité (Kennett et Kerry, 1979) pour calculer la réponse du sol à des ondes S avec un angle d'incidence variant de 5° à 89° , avec un pas de 5° . Les résultats sont présentés sur la figure I.34 pour la structure simple S1 et pour le site KS2 à Ashigara Valley, dont les structures géologiques sont respectivement décrites dans les tableaux I.1 et I.3. Ces rapports donnent lieu à des pics relativement stables, quant à leur localisation ; le premier d'entre eux correspondant à la fréquence de résonance fondamentale. La position de ce pic est presque indépendante de l'angle d'incidence (à l'exception du voisinage immédiat de l'angle d'incidence critique).

Il est également intéressant de noter que, pour les ondes de volume, le rapport H/V présente, pour chaque site, plusieurs pics à des fréquences plus élevées. Une comparaison avec les courbes de polarisation des ondes de Rayleigh, pour ces deux sites (voir figures I.31 et I.32), montre que ces pics homologues se correspondent généralement bien, et qu'ils caractérisent les modes supérieurs de résonance de la structure. De tels pics d'ordres supérieurs ne sont pas visibles sur les rapports H/V obtenus à partir des simulations de bruit de fond. Ceci peut éventuellement s'expliquer par le fait que, pour toutes les fréquences supérieures à la fréquence de résonance, il existe aussi le mode fondamental des ondes de Rayleigh ainsi que les modes supérieurs, dont la composante verticale n'est pas nulle, d'où la très faible amplitude ou l'absence de pics correspondants.

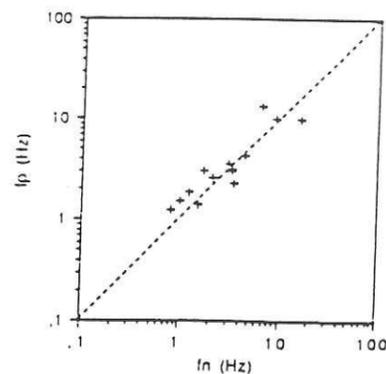


Figure 1.33 : Comparaison des fréquences du pic H/V pour chaque site ; f_n : pour les simulations de bruit, f_p : fréquence du pic fondamental des courbes de polarisation d'ondes de Rayleigh. La ligne pointillée correspond à $f_p = f_n$.

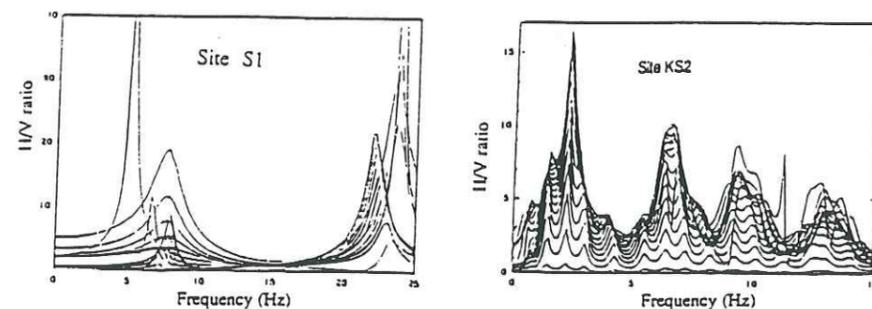


Figure 1.34 : Rapports H/V obtenus avec des ondes SV à incidence variable, pour une structure simple (à gauche) et un site à Ashigara Valley (à droite).

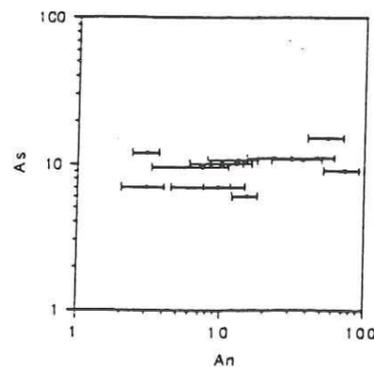


Figure 1.35 : Comparaison des amplitudes des pics H/V pour chaque site. A_n : amplitude du pic H/V pour les simulations de bruit, A_s : amplitude de la fonction de transfert pour des ondes S verticales.

I.2.4 L'amplitude du rapport H/V

Comparaison des amplitudes pour le bruit de fond et les ondes S

Le second objectif de cette étude numérique concerne l'amplitude du pic H/V (A_n). Nakamura (1989) suggère d'utiliser directement le maximum d'amplitude du rapport H/V pour estimer l'amplification du mouvement sismique due à la résonance des couches superficielles. Un premier test grossier de cette hypothèse capitale est de comparer l'amplitude A_n des pics H/V obtenus avec les simulations de bruit, et l'amplitude maximum des fonctions de transfert pour des ondes S verticalement incidentes (A_s). C'est ce que permet la figure I.35, qui représente les valeurs de A_n et A_s pour toutes les structures géologiques décrites plus haut. Il est clair qu'il n'existe aucun accord entre l'amplitude du pic H/V et celle de la fonction de transfert en ondes S. Pour certains cas (KS2, sbm1, sbm2, larv1, larv2, fv1), les amplitudes du pic H/V sont nettement supérieures à l'amplification pour des ondes S verticales. Etant donné que des valeurs élevées du coefficient de Poisson en surface (voir tableau I.3 à I.5) caractérisent ces sites, nous avons fait varier ce paramètre ainsi que la position de la source pour voir si ils ont une influence sur l'amplitude du pic H/V obtenu avec les simulations de bruit de fond.

Influence du coefficient de Poisson

Nous étudions tout d'abord l'influence du coefficient de Poisson dans les couches sédimentaires, pour la structure simple S2, en faisant varier la vitesse des ondes P, tandis que celle des ondes S est fixée à 300 m/s. Les résultats obtenus sont présentés sur la figure I.36-a, et mettent en évidence des variations significatives (entre 4.75 et 17.5), en fonction du rapport V_p/V_s (relié au coefficient de Poisson).

Dans un deuxième temps, les paramètres des sites ayant un fort coefficient de Poisson (KS2, sbm1, sbm2, larv1, larv2, fv1) ont été modifiés pour fixer leur coefficient de Poisson à 0.25 en surface. Pour cela, une couche de 4 m d'épaisseur, avec un coefficient de Poisson de 0.25, a été introduite à la surface de chaque site. La figure I.37-a-b montre les résultats obtenus pour le site fv1 (sud-est de la France) : il apparaît clairement que l'amplitude du pic H/V subit une nette diminution (de 35 à 4.5) quant le coefficient de Poisson dans la couche où se situe la source passe de 0.49 à 0.25. Le même phénomène est observé sur les autres sites, comme indiqué sur la figure I.37-c, où l'on peut voir l'amplitude du pic H/V pour les simulations de bruit (A_n) en fonction de celle qui correspond à des ondes S à incidence

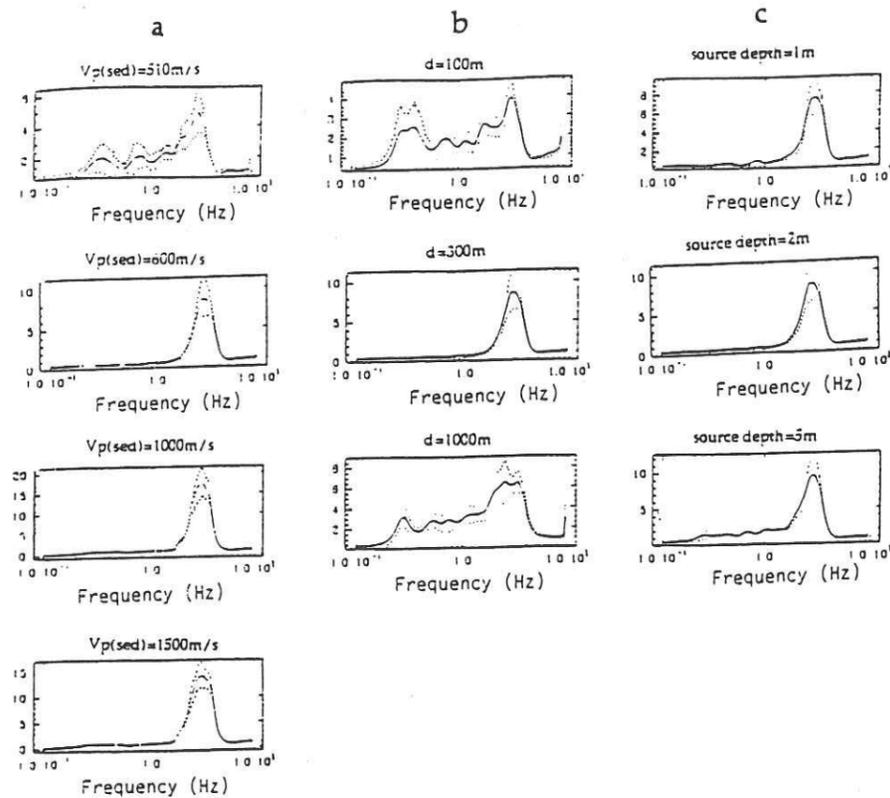


Figure 1.36 : Rapports H/V pour la structure simple S2, avec : (a) un coefficient de Poisson variable dans la couche sédimentaire. La vitesse des ondes S est constante et égale à 300m/s tandis que la vitesse des ondes P ($V_p(\text{sed})$) est variable. L'amplitude H/V varie alors entre 4.75 et 17.5. (Pour une source à une profondeur constante de 2m, et une distance source-récepteur maximale de 300m). (b) Variations de la distance d , entre les sources les plus éloignées et le récepteur central. L'amplitude du pic H/V varie alors entre 4 et 8.7. (pour une profondeur des sources constante de 2m, et $V_p(\text{sed})=600\text{m/s}$). (c) Profondeur des sources variable. L'amplitude du pic H/V reste entre 7.5 et 9.5. (Pour une distance $d=300\text{m}$ et $V_p(\text{sed})=600\text{m/s}$). Les pointillés indiquent l'écart type pour dix simulations de bruit différentes.

verticale (A.). Dans le cas d'un coefficient de Poisson de 0.25 à la surface, l'amplitude est beaucoup plus faible, ce qui est le signe d'une grande influence de ce paramètre dans la couche superficielle sur l'amplitude du rapport H/V : bien qu'il n'apparaisse pas de relation claire entre ces deux grandeurs.

Influence de la position de la source

Les résultats obtenus peuvent également dépendre de la position de la source relativement aux récepteurs ; c'est à dire du rapport entre l'épaisseur caractéristique de la structure, la distance maximale entre source et récepteur et la profondeur de la source ; qui peut influencer l'excitation des différentes ondes de surface (particulièrement les modes supérieurs). Les effets de ces paramètres sont étudiés pour la structure simple S2. Dans un premier temps, nous modifions la distance source-récepteur maximale, c'est-à-dire le rayon du disque multi-sources. Comme nous l'avons vu précédemment, le pic H/V correspond généralement au pic fondamental des courbes de polarisation des ondes de Rayleigh. Il se pourrait donc que plus la distance source-récepteur est grande, plus la contribution en ondes de Rayleigh est importante et, donc, plus l'amplitude du pic H/V est grande. La figure I.36-b montre que la distance source-récepteur a un effet sur l'amplitude du pic H/V (qui fluctue entre 4 et 9), mais sans que ces deux paramètres significativement corrélés.

Finalement, la figure I.36-c montre le rapport H/V obtenu pour différentes profondeurs des sources envisagées. Nous remarquons ici que l'amplitude du pic H/V reste presque constante.

Ces résultats indiquent que l'amplitude du pic H/V ne peut pas être utilisée directement pour des études d'amplification, puisqu'elle subit des variations considérables en fonction de paramètres tels le coefficient de Poisson dans la structure sédimentaire et, de manière moins importante, la distance entre source et récepteur.

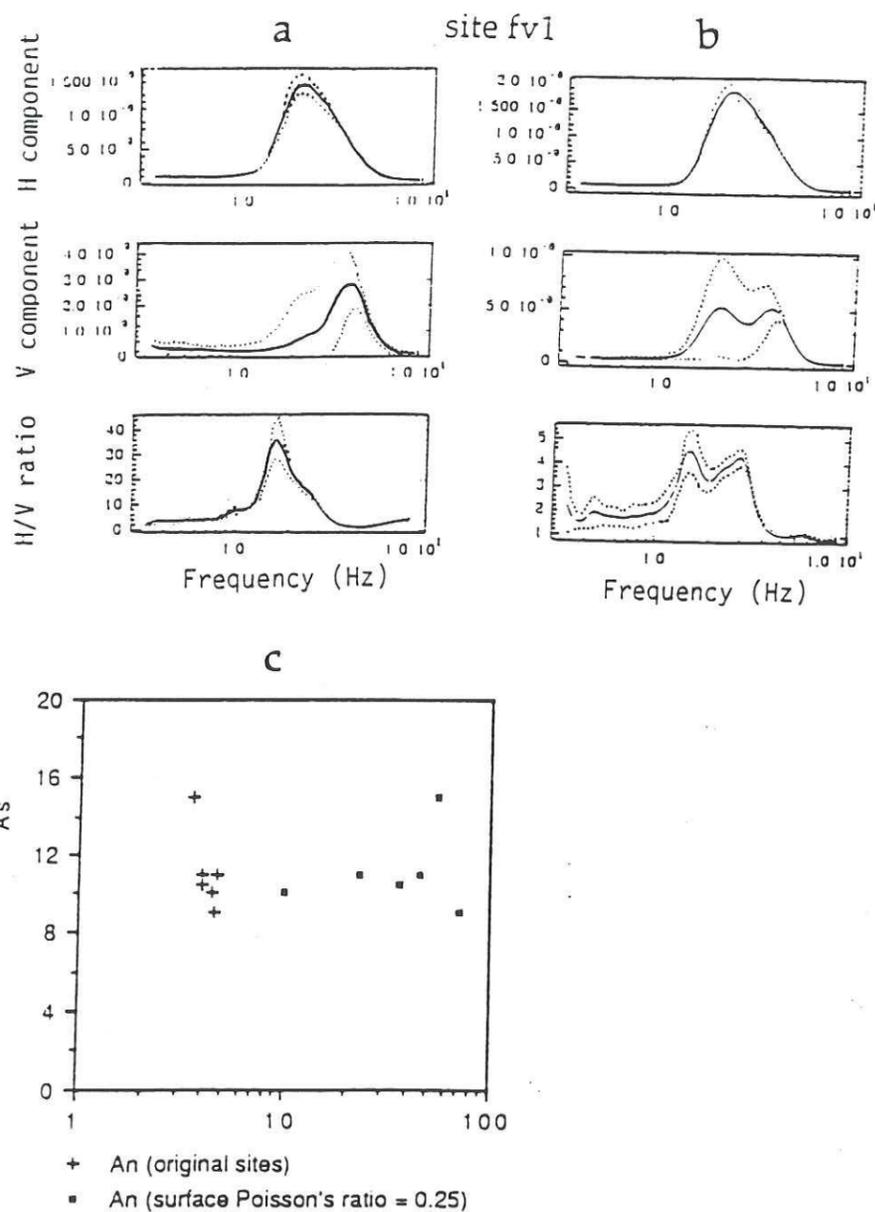


Figure 1.37 : Spectres pour le site fv1 (SE de la France) ; (a) Structure géologique de départ pour ce site. (b) Introduction d'une couche de surface de 4m d'épaisseur, avec un coefficient de Poisson de 0.25. L'amplitude du rapport H/V chute de 35 à 4.5. Les pointillés indiquent l'écart type pour dix simulations de bruit différentes. (c) Comparaison des amplitudes du pic H/V pour les simulations de bruit, A_n , (pour les sites KS2, fv1, sbm1, sbm2, larv1, larv2) pour les structures géologiques de départ, puis avec un coefficient de Poisson de 0.25 en surface ; en fonction des amplitudes, A_s , pour des ondes S verticales.

I.2.5 Conclusions

Dans cette étude numérique, nous avons examiné certains aspects des propriétés du rapport spectral entre composantes horizontales et verticale appliqué à des simulations de bruit de fond. Les principales conclusions que nous pouvons tirer des résultats de ces simulations sont les suivantes:

- Le rapport H/V obtenu à partir de simulations numériques de bruit présente, pour des structures sédimentaires, un pic dont la position en fréquence est indépendante de la fonction d'excitation de la source.

- Les rapports H/V obtenus pour des ondes SV à incidence oblique présentent plusieurs pics dont la position est indépendante de l'angle d'incidence ; dont le pic fondamental correspond à celui des rapports H/V obtenus avec du bruit, et les harmoniques aux modes supérieurs des ondes de Rayleigh.

- La forme du rapport H/V sur du bruit de fond est largement contrôlée par les courbes de polarisation des ondes de Rayleigh fondamentales.

- Il y a un bon accord entre les fréquences des pics H/V obtenus sur du bruit et avec des ondes S verticales. Ceci met en évidence le fait que le rapport H/V donne une indication fiable de la fréquence de résonance d'une structure stratifiée horizontalement.

- Par contre, nous avons montré que l'amplitude du rapport H/V est très sensible à certains paramètres tels que le coefficient de Poisson dans la structure sédimentaire et la distance entre source et récepteur. Son utilisation pour déterminer l'amplification du mouvement horizontal pour des ondes S semble, par conséquent, prématurée, d'un point de vue strictement théorique.

- Enfin, calculé sur des sites de type "rocher", le rapport H/V est quasi-plat et égal à 1.

Cette étude numérique permet une meilleure compréhension de la signification du rapport H/V et montre qu'il est d'un grand intérêt pour les études de microzonage et d'effets de site, dans un contexte urbain. Il représente en effet un moyen relativement bon marché pour déterminer la fréquence de résonance d'un site, c'est-à-dire la fréquence dominante que sont censés subir, en cas de séisme, les bâtiments d'un site donné. Cependant, il est très important de déterminer les limites d'application de la méthode H/V dans le cas de très basses fréquences de résonance qui correspondent à des structures sédimentaires épaisses ($f_0 < 0.5$ Hz). Nous pouvons, en effet, nous demander si des sources superficielles, comme le bruit de fond, sont capables d'exciter la structure à de si basses fréquences ?

Cette étude se limitait à l'utilisation de bruit de fond urbain, mais il est intéressant de noter que la méthode H/V peut aussi donner de bons résultats dans le cas d'enregistrements de mouvements faibles ou forts, puisque nous avons vu que ce rapport est également stable pour des ondes de volume. Ce résultat théorique est étayé par plusieurs séries d'observations expérimentales (Lermo et Chavez-García, 1993 ; Theodulidis et Bard, 1995 ; Theodulidis *et al.*, 1996). Enfin, il est clair que la méthode H/V nécessite d'être testée sur de nombreux enregistrements réels, pour valider les résultats théoriques obtenus ici, et pour en apprécier les limites.

Chapitre I.3: Comparaison de différentes méthodes et application au cas de la ville de Thessalonique (Grèce)

Pour tester expérimentalement les méthodes décrites plus haut, et plus particulièrement la méthode H/V, nous avons installé un réseau de stations temporaire dans la ville de Thessalonique, en Grèce. Deux types de données ont été enregistrées : des séismes régionaux et du bruit de fond ambiant. Trois techniques d'étude des effets de site seront utilisées sur ces données : (a) les rapports spectraux classiques par rapport à un site de référence, (b) les fonctions récepteur, (c) la méthode H/V sur du bruit de fond. Nous comparerons ensuite les résultats obtenus en termes de fréquence prédominante et de niveau d'amplification. Ces résultats seront également utilisés pour l'étude du microzonage de la ville de Thessalonique. Nous considérerons pour cela les relations qui peuvent exister entre les niveaux d'amplification, la géologie locale et la profondeur du substratum rocheux.

I.3.1 Mise en place et description du réseau temporaire

La ville et la sismicité régionale

La ville de Thessalonique se situe en bord de mer, au nord de la Grèce. Sa population dépasse le million d'habitants. Comparativement à d'autres régions de Grèce, l'activité sismique peut être considérée comme relativement modérée ; cependant, plusieurs séismes destructeurs ont eu lieu dans cette région par le passé ; dont le dernier fut, en 1978, un séisme de magnitude 6.5, localisé à 30 km à l'est de l'agglomération. Ce séisme a causé d'importants dégâts sur de nombreux bâtiments de la ville. La distribution des dégâts dus à ce séisme est bien corrélée avec la géologie de surface, et présente d'importantes différences d'intensités d'un quartier à l'autre (Chavez-Garcia *et al.*, 1990). Ceci met en évidence le fait que les effets de site jouent un rôle majeur dans la zone considérée. La figure I.38 présente la sismicité de magnitude supérieure à 2.1 enregistrée dans la région de Thessalonique entre 1981 et 1990 (Scordilis *et al.*, 1992).

Conditions géologiques

La nature des formations géologiques de surface dans la ville de Thessalonique est relativement variée. Trois unités principales nous intéresseront dans cette étude :

- Le socle rocheux, qui apparaît en surface au niveau des collines formant la partie de la ville la plus éloignée du bord de mer, est constitué de gneiss.
- La partie centrale de la ville qui s'étend à partir du pied des collines est caractérisée par des formations de marnes calcaires.
- Enfin, les zones côtières sont couvertes de dépôts Holocène dont l'épaisseur croît en direction de la mer.

La figure I.39 montre une carte géologique simplifiée de la ville de Thessalonique et de ses environs. La géologie y présente deux particularités : il n'existe pas de formations sédimentaires vraiment "molles", et le contraste de vitesse entre les différentes couches est assez faible, il s'agit plutôt d'un gradient progressif. Une coupe géologique simplifiée à travers le bassin de Thessalonique est montrée sur la figure I.40.

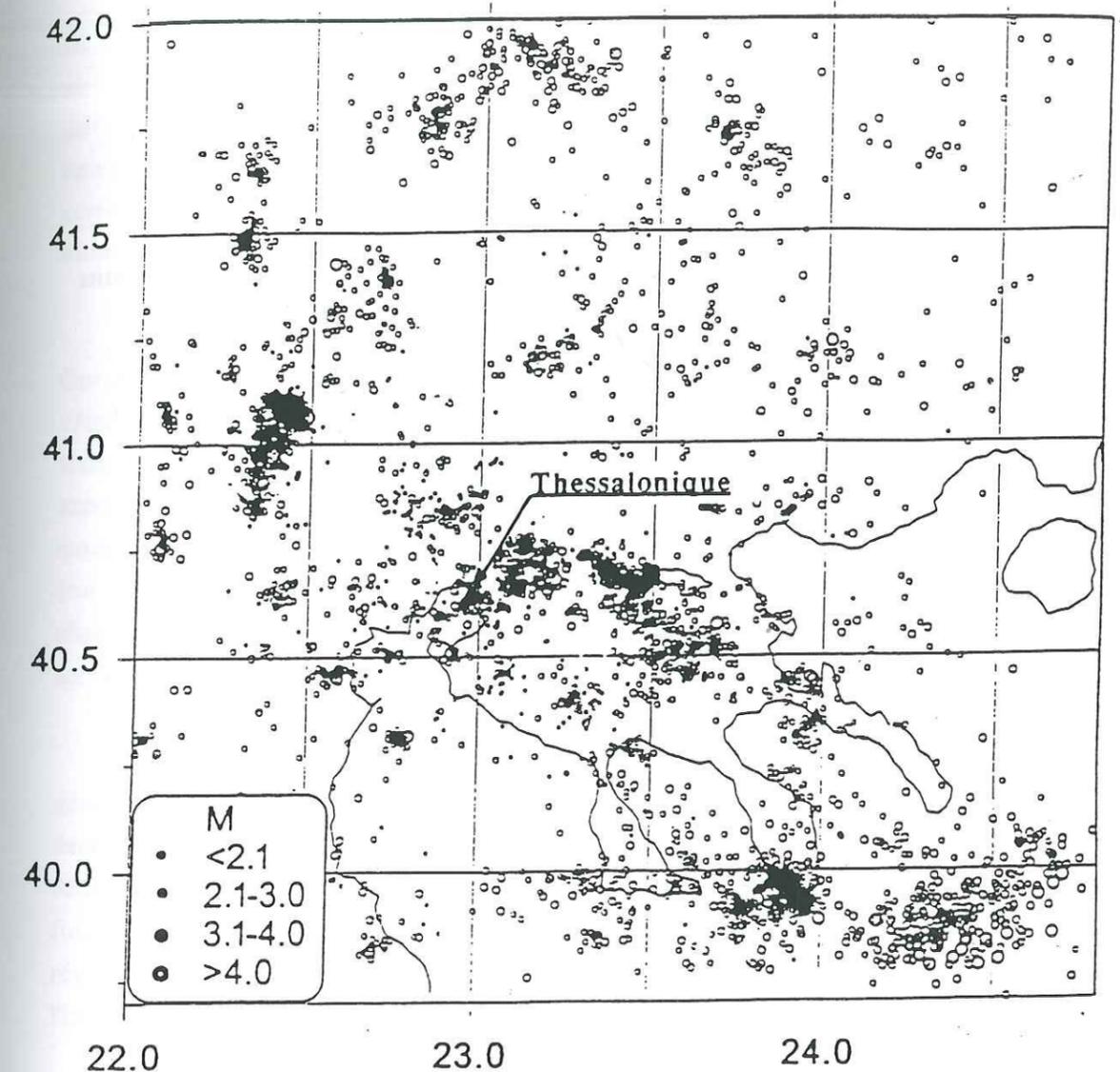


Figure I.38 : Carte de la sismicité enregistrée entre 1981 et 1992 dans la région de Thessalonique (Euro-Seistest, 1994).

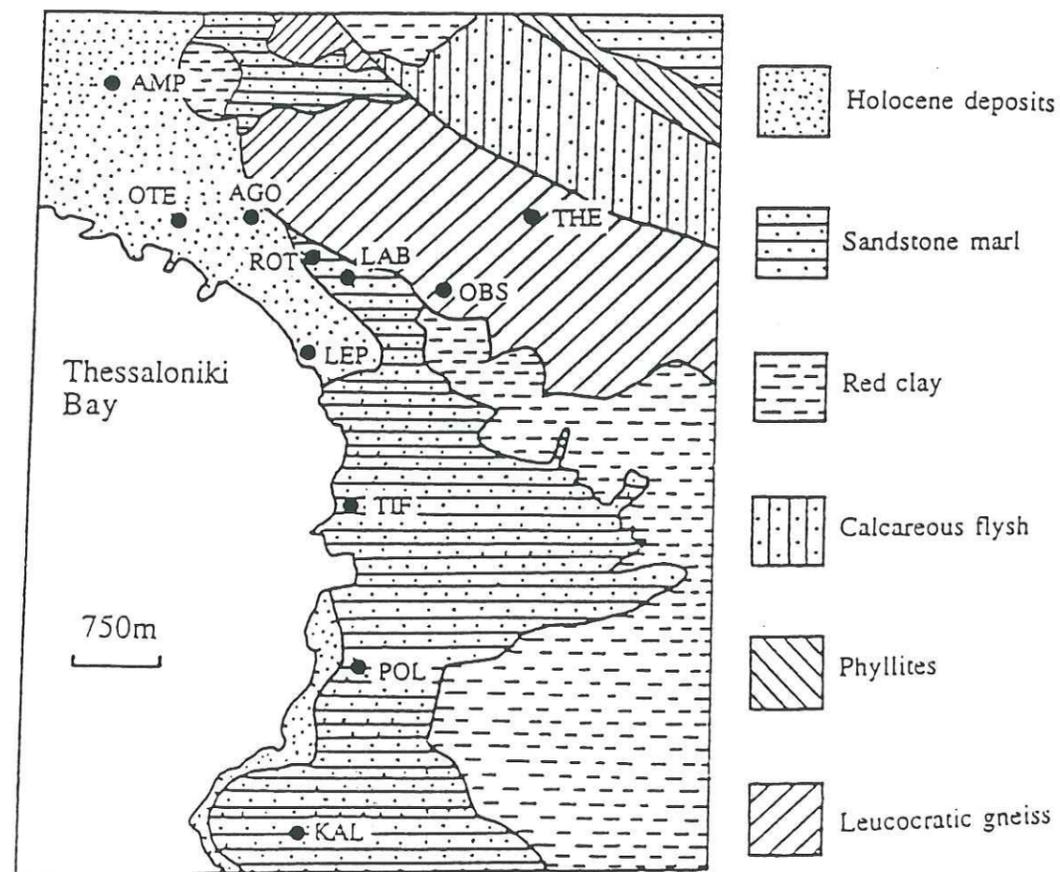


Figure 1.39 : Position des stations du réseau temporaire, sur une carte géologique simplifiée de la ville de Thessalonique.

Installation du réseau

Nous avons installé, au coeur de la ville, un réseau sismologique temporaire composé de 10 stations digitales de type RefTek. L'expérience s'est déroulée du 25 novembre 1993 au 19 février 1994. Les stations ont été disposées sur des formations géologiques différentes, comme indiqué sur la figure 1.39. Des valeurs d'intensité différentes avaient été enregistrées dans ces zones à la suite du séisme de 1978 ; nous pourrions ainsi estimer la corrélation qui existe entre la géologie de surface et les niveaux d'amplification du mouvement du sol.

Deux types de capteurs ont été installés sur chaque site, un accéléromètre (de type Guralp CMG5), pour le cas où un fort séisme se serait produit pendant l'expérience, et un vélocimètre à large-bande (de type Guralp CMG40, de période propre égale à 20 sec pour 7 stations, et Mark Product L22, de période propre 0.5 sec pour les 3 autres sites), pour enregistrer les mouvements faibles et le bruit ambiant. Dans le cadre de cette étude, seuls les enregistrements des vélocimètres sont utilisés, étant donné qu'aucun fort séisme n'a entraîné leur saturation. Le tableau I.6 récapitule la situation géologique et le type de capteur de chaque station. Deux stations (OBS et THE) ont été installées sur des sites rocheux pour servir de référence.

Comme l'ensemble des instruments étaient placés en milieu urbain, un système de déclenchement par signal radioélectrique a été mis en place, afin de réduire le nombre de faux déclenchements dus au fort niveau de bruit ambiant. Toutes les stations étaient donc déclenchées par un émetteur situé à l'Observatoire Sismologique de Thessalonique chaque fois qu'un séisme était détecté par au moins trois des stations du réseau sismologique régional. Un certain nombre de problèmes de logistique ont dû être réglés lors de l'installation du réseau dans la ville :

- Les stations ont dû être placées dans des sites fermés au public pour des raisons de sécurité,
- Une alimentation électrique permanente était nécessaire à chaque site.
- Il fallait également éviter toute pollution des enregistrements par des bruits spécifiques tels qu'un trafic routier trop proche, des vibrations particulières près de certaines machines, le 50 Hz électrique, etc.
- Les récepteurs radioélectriques pour le déclenchement des stations devaient être placés de manière à capter correctement le signal émis depuis l'Observatoire de Thessalonique.

Station name	Geological formation	Sensor type	Bedrock depth (m)
OBS	gneiss	CMG 40	0
THE	gneiss	L 22	0
AMP	Holocene deposits	CMG 40	20
OTE	Holocene deposits	CMG 40	80
AGO	Holocene deposits	L 22	40
ROT	sandstone - marl	CMG 40	50
LAB	sandstone - marl	CMG 40	35
LEP	Holocene deposits	CMG 40	150
TIF	sandstone - marl	CMG 40	220
POL	sandstone - marl	L 22	220
KAL	sandstone - marl	CMG 40	250

Tableau 1.6 : Stations du réseau temporaire et profondeurs du substratum.

Date	Lat N	Lon E	Prof (km)	ML	AMP	OTE	ROT	LEP	LAB	TIF	POL	KAL	AGO	OBS	THE
337.11.56	40.63	23.02	5	1.6										*	*
338.09.47	40.66	23.00	1	1.7	*		*							*	*
341.09.48	40.62	23.00	4	1.6			*							*	*
345.09.48	40.67	22.98	1	1.5			*		N					*	*
346.05.13	40.64	23.03	2	2.1	*	*		*	O		*	*		*	*
350.09.22	41.48	23.06	7	4.2	*	*	*	*	T	*	*	*	*	*	*
350.09.31	41.44	32.07	10	2.8	*							*	*	*	*
350.15.00	41.45	23.07	7	2.9	*		*		I					*	*
353.11.46	40.71	23.10	9	1.9	*		*	*	N					*	*
356.00.51	41.45	23.04	6	2.8	*	*	*	*	S	*	*	*	*	*	*
356.18.18	41.45	23.06	7	2.9					T					*	*
358.21.30	40.87	22.91	6	2.0	*	*	*		A				*	*	*
364.18.43	40.24	23.04	2	2.6		*		*	L		*	*	*	*	*
001.13.28	----	----	----	----		*		*	L		*	*	*	*	*
005.09.53	40.66	23.01	2	1.4					E					*	*
005.16.23	40.86	22.90	4	2.4	*	*	*		D				*	*	*
005.16.43	40.84	22.89	10	1.7										*	*
006.18.21	40.71	22.80	2	2.0	*	*	*				*		*	*	*
008.09.00	40.72	22.73	4	2.0	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*
011.00.15	41.17	23.21	3	2.1	*									*	*
011.01.59	41.60	24.22	2	3.7	*	*	*		*	*	*	*		*	*
013.09.52	40.57	22.93	7	3.1			*		*					*	*
014.06.08	----	----	----	----					*			*		*	*
015.09.45	40.60	23.10	2	1.4		*	*					*	*	*	*
023.00.08	40.73	22.17	1	1.8	*	*	*	R	*				*	*	*
023.14.08	40.70	22.74	6	1.8	*	*	*	E	*					*	*
023.17.23	40.67	23.13	6	2	*	*		M	*			*	*	*	*
024.09.55	40.67	22.98	6	1.6			*	O	*					*	*
025.14.14	40.78	23.17	11	2.3	*	*	*	V	*			*	*	*	*
026.08.31	40.52	22.85	6	1.8			*	E	*			*		*	*
027.09.47	40.67	23.00	6	1.9			*	D	*				*	*	*
027.10.53	40.65	23.05	6	1.7	*	*	*		*	*		*		*	*
029.02.32	40.79	23.14	6	1.5			*		*			*	*	*	*
030.07.46	41.01	22.82	6	2.2			*		*					*	*
032.17.10	41.02	22.57	3	2.0										*	*
034.08.34	41.06	22.52	3	2.2										*	*
034.10.10	41.06	22.51	7	2.3										*	*
034.18.53	----	----	----	----			*		*			*		*	*
034.23.11	41.07	22.47	6	2.6		*	*		*	*		*	*	*	*
039.09.54	40.58	22.98	5	1.4										*	*
047.12.31	40.77	22.68	10	1.5										*	*
TOTAL					18	17	25	7	15	6	8	17	16	41	41

Tableau 1.7 : Séismes enregistrés par le réseau temporaire.

I.3.2 Les données utilisées

Les séismes

Pendant les trois mois qu'a duré la campagne de terrain, plusieurs centaines d'enregistrements ont été recueillis. Parmi eux, nous avons sélectionné uniquement les événements correspondant à des séismes mentionnés dans le bulletin de l'Observatoire Sismologique de Thessalonique, et pour lesquels le signal sortait du bruit de fond, par une observation à l'oeil nu. Cette sélection des données nous a permis de constituer un répertoire de 40 séismes enregistrés par au minimum deux des dix stations. La liste de ces événements est présentée dans le tableau I.7.

Ces événements sont des séismes régionaux situés à des distances épicentrales de l'ordre de 1 à 175 km, avec des magnitudes comprises entre 1.4 et 4.2. La figure I.41 représente la localisation des séismes retenus pour cette étude. Certains de ces événements, très proches de la ville, correspondent à des tirs de carrière qui se produisent toujours le matin autour de 09h45. Malheureusement, comme les sites en milieu urbain sont très bruités, le rapport signal sur bruit de nombreux événements est très faible. La figure I.42 montre l'exemple d'un séisme enregistré sur l'ensemble des dix stations du réseau temporaire.

Le bruit de fond

Comme toutes les stations étaient situées en plein coeur de la ville, nous disposons de nombreux enregistrements de bruit de fond, résultant de l'activité humaine et industrielle dont elle est le siège. La figure I.43 montre un exemple d'enregistrements de bruit de fond sur l'ensemble des stations mises en place. Nous utiliserons ces enregistrements, faciles à acquérir en ville, pour éprouver la méthode du rapport H/V, et pour la comparer avec les autres techniques qui se fondent sur des enregistrements de séismes.

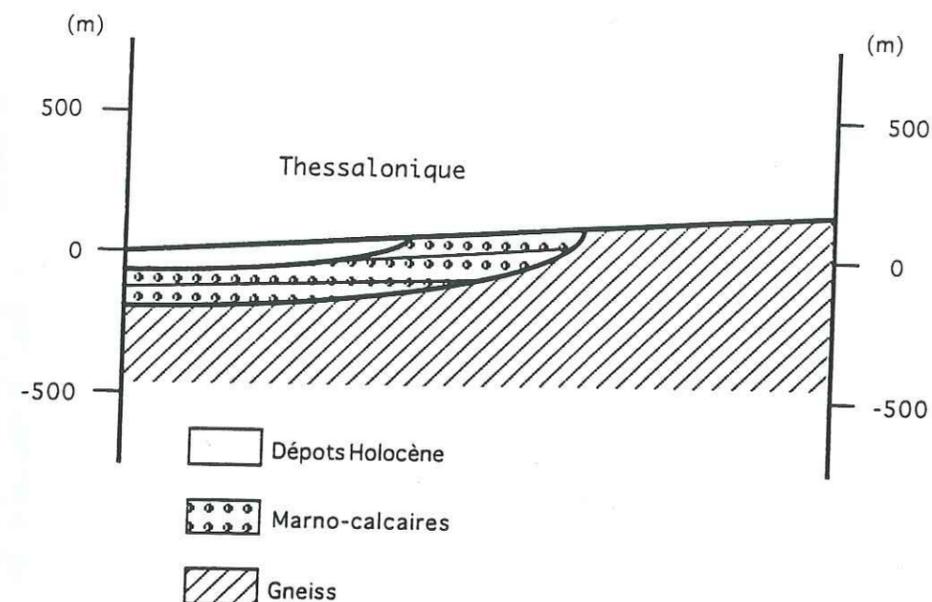


Figure I.40 : Coupe géologique simplifiée à travers le bassin de Thessalonique.

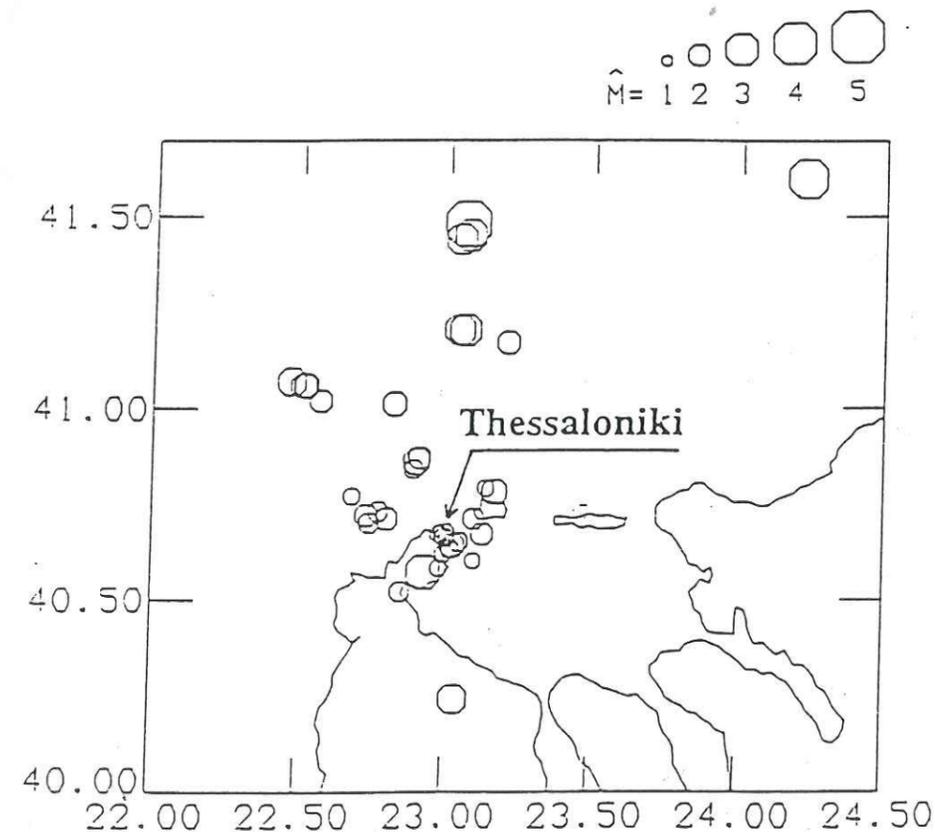


Figure I.41 : Position des épicentres des séismes enregistrés par le réseau temporaire.

December 16, 09:22

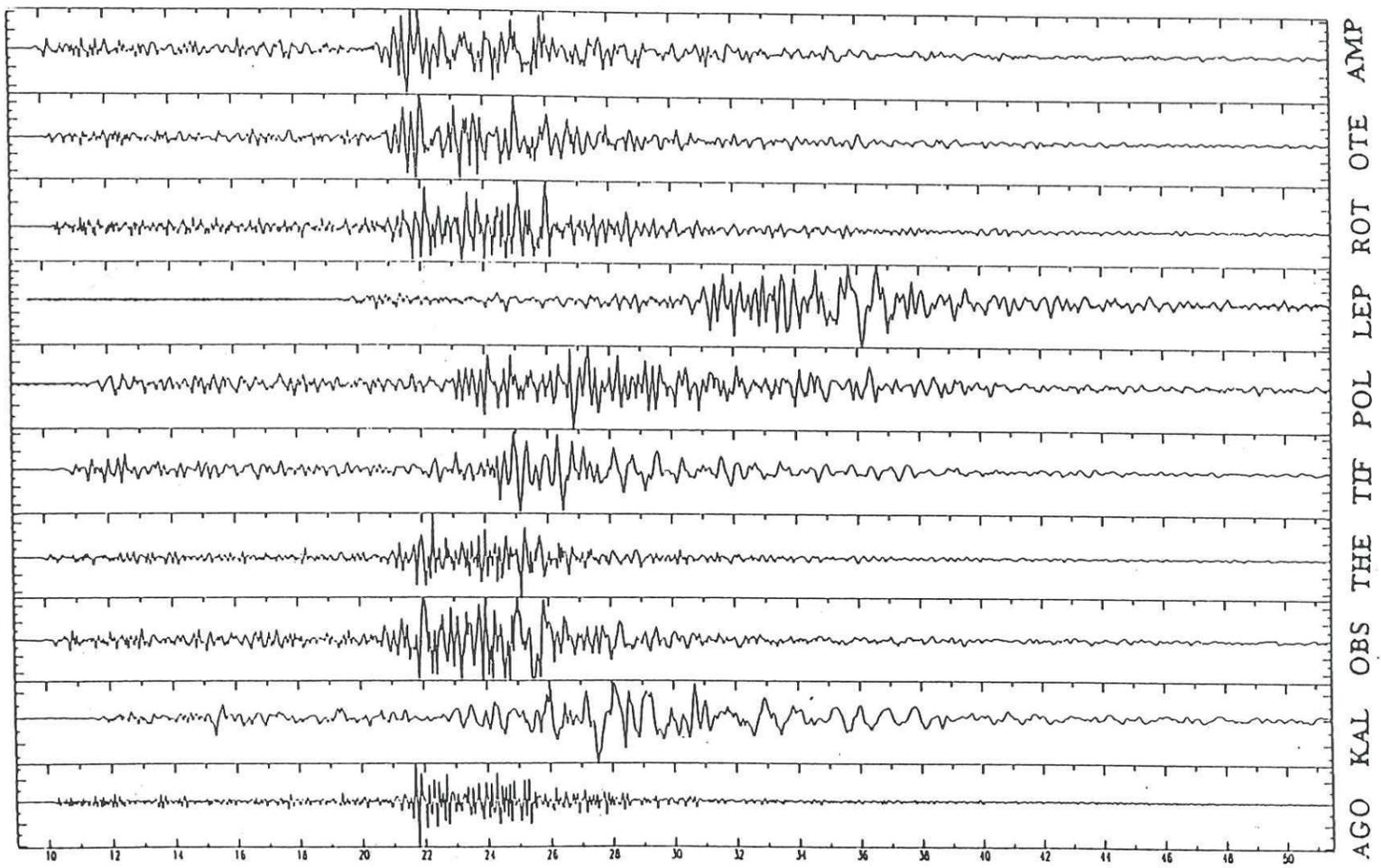


Figure 1.42 : Exemple d'un séisme de magnitude 4.2, à une centaine de km de la ville, enregistré par les stations du réseau temporaire. Composante EW.

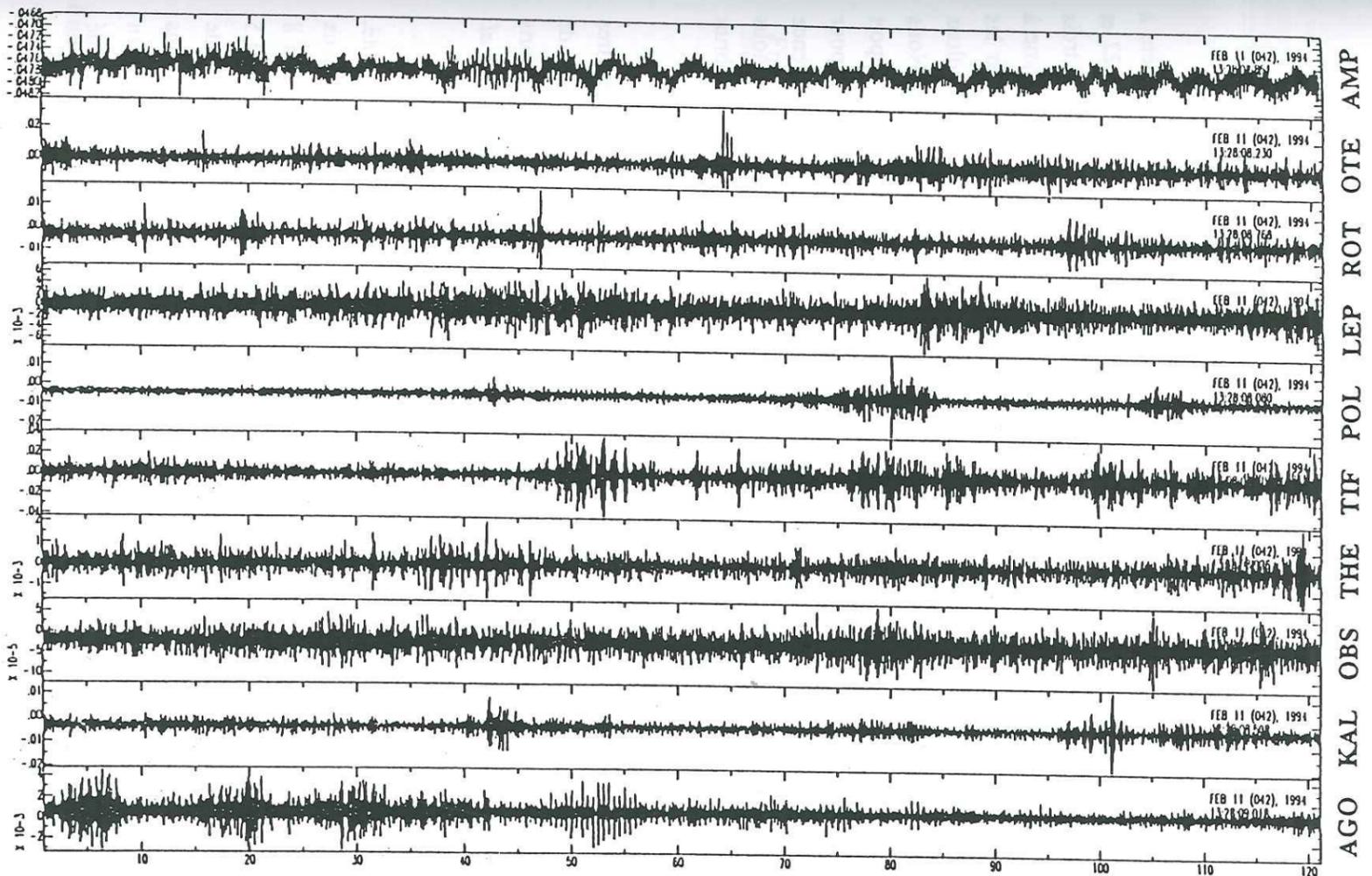


Figure 1.43 : Exemple d'un enregistrement de bruit de fond ambiant. Composante EW.

I.3.3 Les différentes méthodes utilisées pour l'évaluation des effets de site

Les rapports spectraux classiques

Dans un premier temps, le signal de chaque enregistrement est corrigé de manière à prendre en compte la différence de sensibilité des deux types de capteurs utilisés (L22 et CMG40). Pour chacun des séismes enregistrés, nous calculons les spectres des trois composantes sur une fenêtre de temps contenant tout le signal (ondes P et S). D'un séisme à l'autre, la durée totale du signal varie de 2 à 20 secondes. Nous appliquons ensuite sur les spectres un lissage avec une fenêtre triangle de demi-largeur 0.7 Hz. Nous calculons également un spectre de bruit, choisi dans le signal pré-événement de chaque séisme. Nous obtenons ainsi, pour chaque fréquence, la valeur du rapport signal sur bruit. Le rapport spectral relativement au site de référence n'est calculé que pour les fréquences pour lesquelles le rapport signal sur bruit est supérieur ou égal à 3, tant pour le site de référence que le site étudié. Les interruptions visibles sur les courbes de rapports spectraux que nous présentons correspondent donc à des fréquences pour lesquelles le rapport signal sur bruit est trop faible.

Etant donné que nous n'avons pas observé de différence significative entre les spectres des deux composantes horizontales (NS et EW), nous les avons rassemblées sous le nom de composante H. Borchardt et Gibbs (1976) ont fait une observation similaire sur des rapports spectraux calculés avec des enregistrements d'explosions nucléaires. De même Kato *et al.* (1995) confirment la similarité des deux composantes horizontales dans le cas de la coda.

Nous avons comparé les deux stations de référence pour nous assurer de leur qualité, dont dépend la stabilité des résultats. La figure I.44 montre le rapport spectral entre les deux stations de référence. Il apparaît stable et compris entre 0.8 et 1.2 jusqu'à une fréquence de 8 Hz (la comparaison n'est pas faite en dessous de 2 Hz, étant donné la période propre de 0.5 sec. du le capteur au site THE). Il n'y a donc pas de différence significative d'amplitude entre les deux stations, dans la bande de fréquence qui nous intéresse. Nous avons finalement choisi le site OBS comme référence pour nos calculs, parce qu'il est équipé d'un capteur de type CMG40 comme la plupart des autres stations, et que, d'autre part, il est situé un peu plus près de l'ensemble des autres sites.

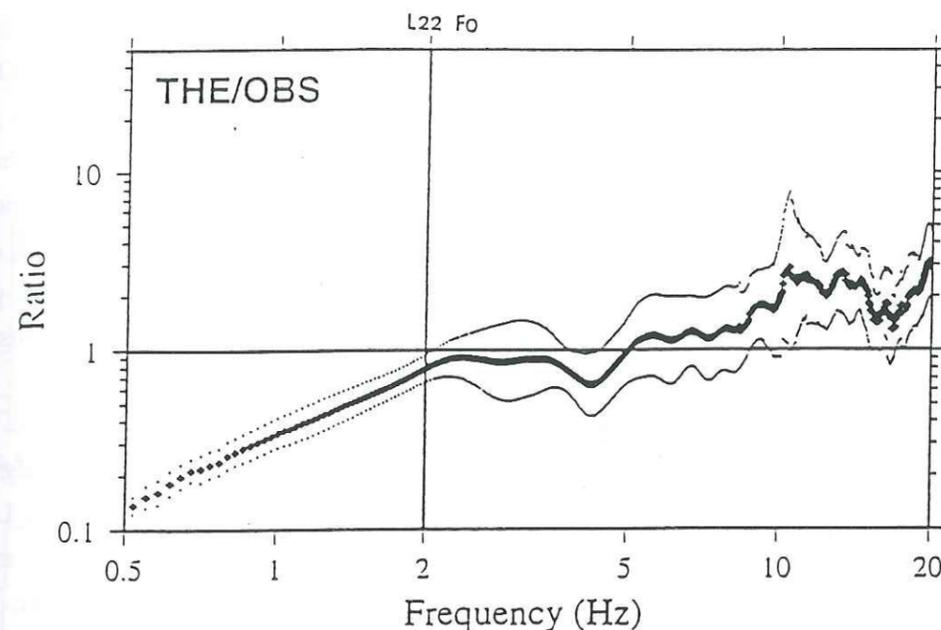


Figure I.44 : Rapport spectral entre les deux stations de référence. Le capteur L22 utilisé au site THE a une fréquence propre de 2Hz.

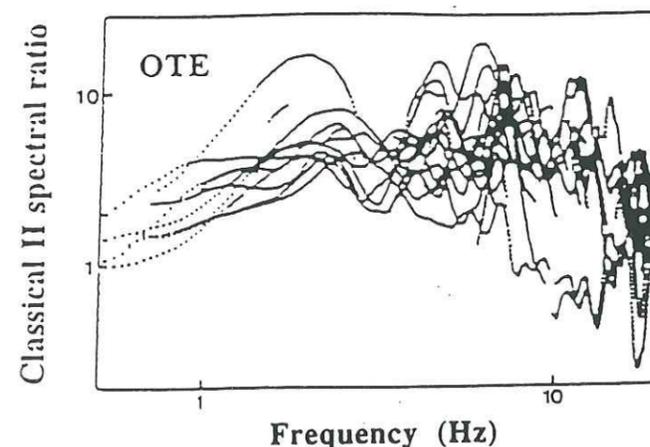


Figure I.45 : Rapports spectraux classiques obtenus pour tous les séismes au site OTE.

Nous avons calculé les rapports spectraux classiques entre chaque site et le site de référence OBS, pour tous les séismes enregistrés pendant l'expérience de terrain. La figure I.45 présente le rapport spectral horizontal pour tous les séismes enregistrés sur le site OTE ; elle permet de vérifier la stabilité des résultats. La dispersion des courbes obtenues pour différents séismes est représentée sur la figure I.46 en fonction de la fréquence, pour chacun des sites étudiés. La figure I.47 donne également pour chaque site, le nombre de points disponibles pour chaque fréquence, c'est à dire le nombre de séismes utilisables à cette fréquence pour ce site. La moyenne géométrique des rapports spectraux obtenus pour chaque station est présentée sur les figures I.48-a et I.48-b (trait épais), pour la composante horizontale.

Une étude rapide de la forme des rapports spectraux ainsi obtenus permet de dégager des caractéristiques communes à certains groupes de stations. Par exemple, les sites LEP, TIF, OTE et AMP sont caractérisés par une amplification significative (entre 4 et 6) commençant à des fréquences voisines de 1 Hz, et se poursuivant jusqu'à 6 à 10 Hz. Les stations ROT et LAB ont un niveau d'amplification intermédiaire, sauf pour les fréquences supérieures à 10 Hz où l'amplification atteint des valeurs proches de 10. Les sites POL et KAL ont un niveau d'amplification relativement faible, localisé essentiellement à basse fréquence. Par contre les stations AGO et ROT présentent un niveau d'amplification élevé pour des fréquences allant de 8 à 20 Hz, qui pourrait être dû à la présence d'anciennes fondations (et de vides) enfouies, ces stations étant situées sur des sites archéologiques. Enfin, les sites AGO, ROT et LAB qui sont près de la bordure Est des sédiments (le substratum étant à faible profondeur dans cette zone) ne présentent pas d'amplification à basse fréquence.

Les fonctions récepteur

Comme nous l'avons vu dans le chapitre I.1.4, l'utilisation des fonctions récepteur pour l'étude des effets de site est un analogue de la technique développée par Langston (1977, 1979) pour déterminer la structure crustale en vitesse à partir de télé-séismes. Il s'agit du calcul du rapport spectral entre composantes horizontales et composante verticale pour un même site, obtenu à partir d'enregistrements de séismes.

Nous avons calculé ici les rapports H/V dans des fenêtres de signal contenant uniquement les ondes S, comme le suggèrent Field et Jacob (1995). La largeur de ces fenêtres est comprise entre 2 et 10 secondes pour les événements sélectionnés. Etant donné

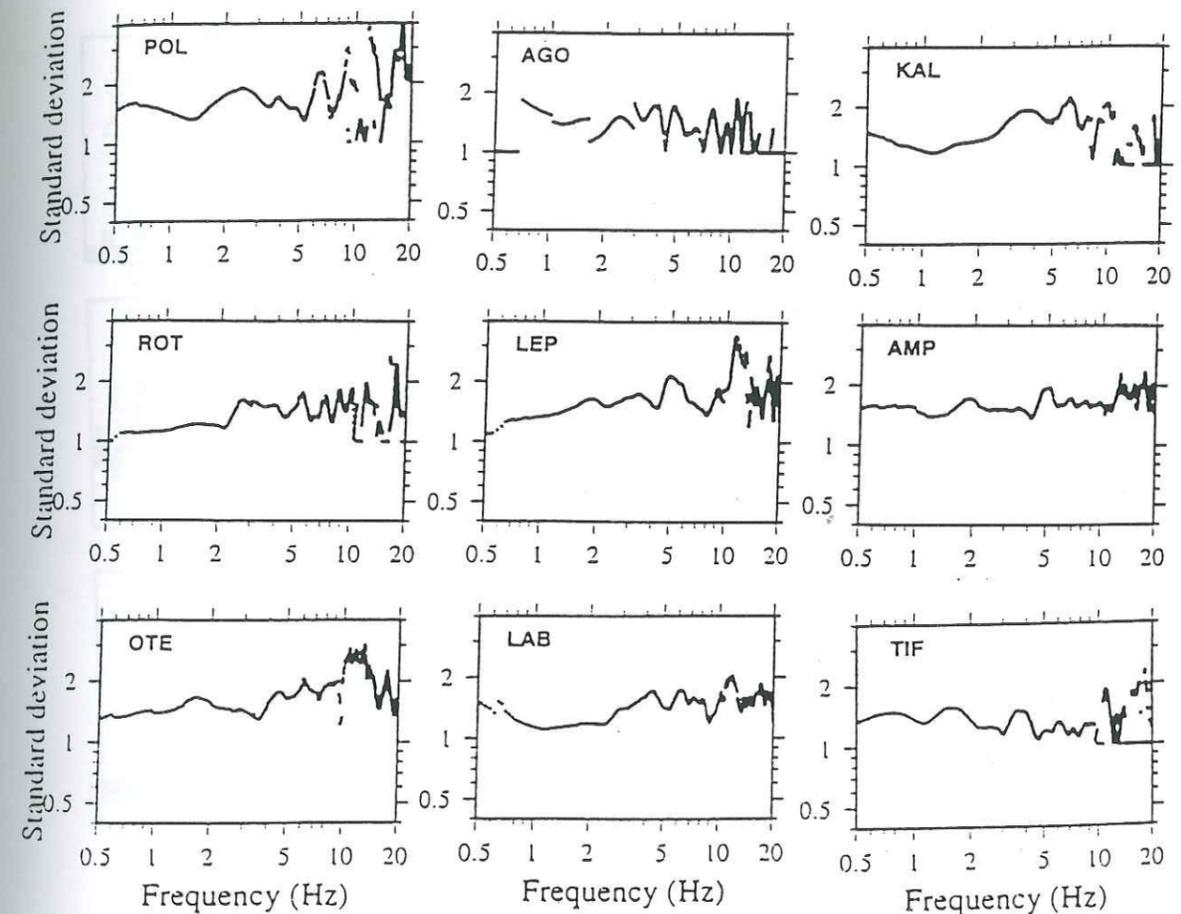


Figure I.46 : Ecart type à chaque fréquence pour les rapports spectraux classiques calculés sur tous les séismes, pour chaque site.

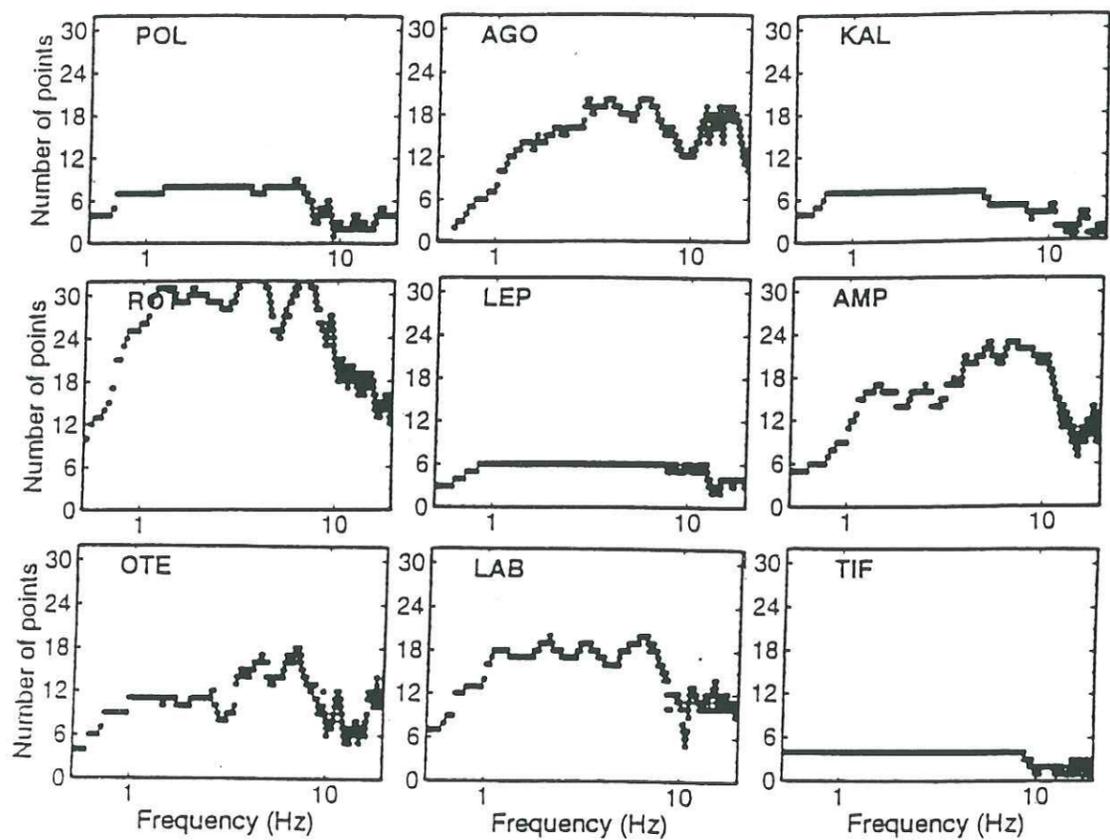


Figure 1.47 : Nombre de valeurs du rapport spectral classique disponibles à chaque fréquence pour chacun des sites.

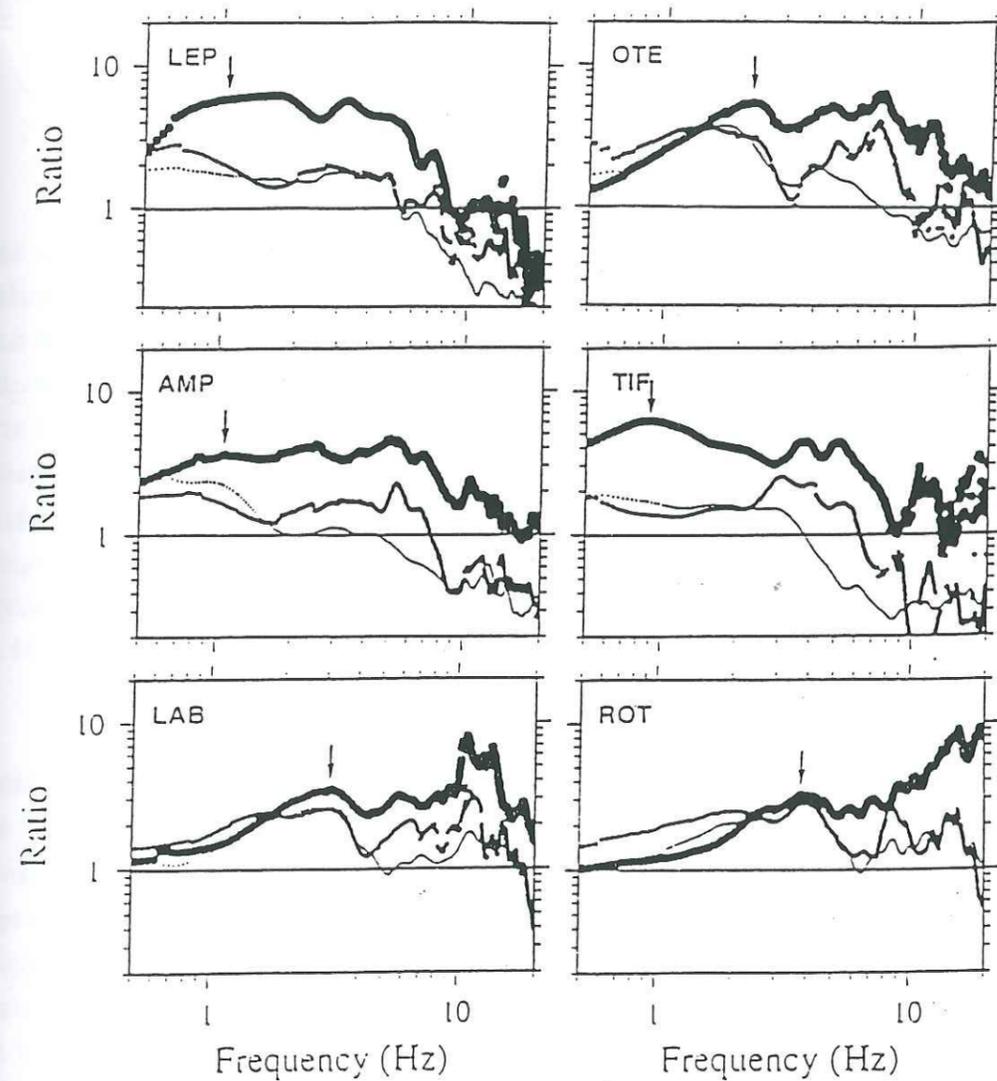


Figure 1.48-a : Rapports spectraux pour chaque site. Trait épais : rapport spectral classique ; trait intermédiaire : fonction récepteur ; trait fin : rapport H/V sur bruit de fond. Les flèches indiquent la valeur choisie comme fréquence de résonance (f_0) pour chaque site.

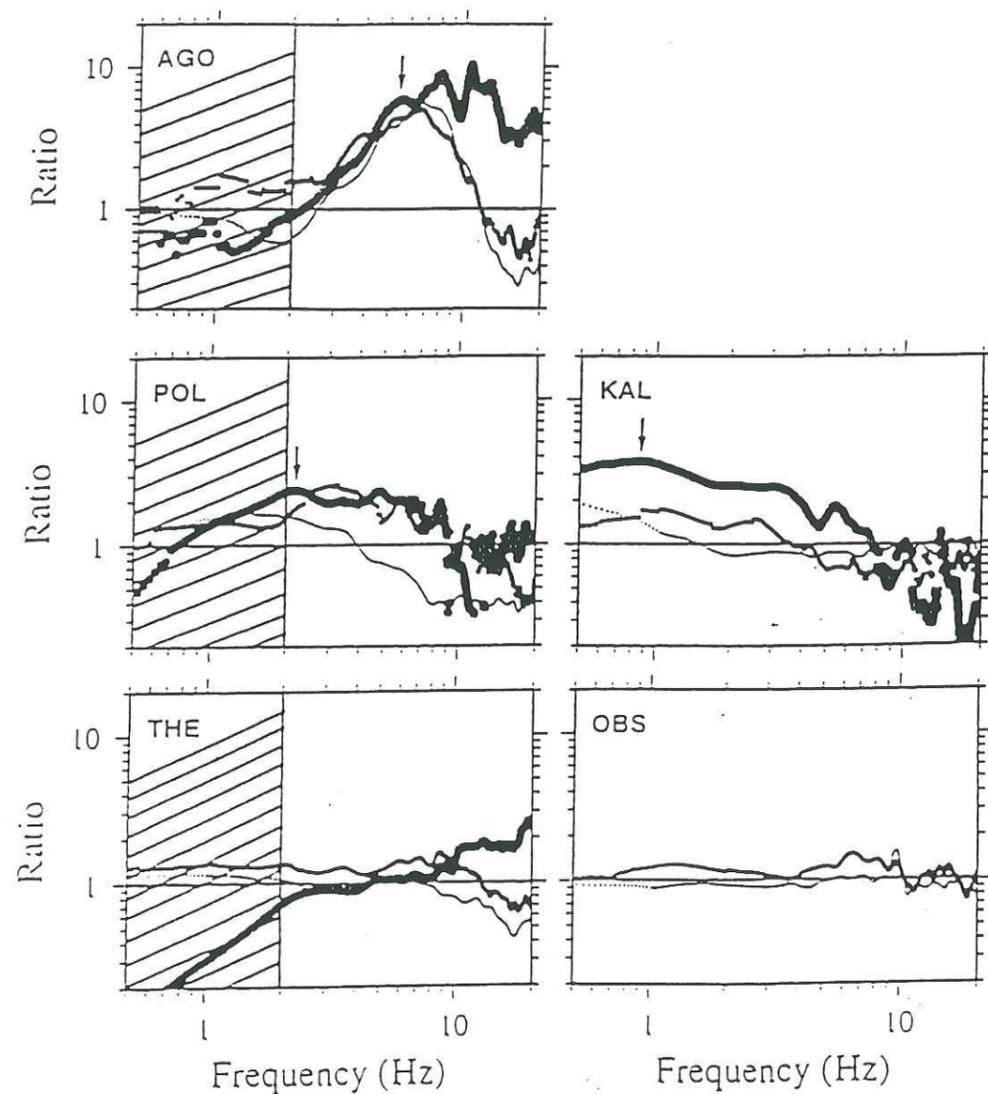


Figure 1.48-b : Rapports spectraux pour chaque site. Trait épais : rapport spectral classique; trait intermédiaire : fonction récepteur ; trait fin : rapport H/V sur bruit de fond. Les flèches indiquent la valeur choisie comme fréquence de résonance (f_0) pour chaque site. Les zones hachurées correspondent à la bande de fréquence inutilisable pour les capteurs L22.

que les rapports H/V sont très similaires pour les deux composantes horizontales (NS et EW) nous avons défini un spectre horizontal global de la manière suivante:

$$CH = NS + i \cdot EW \quad \text{composante horizontale complexe} \quad (I.13)$$

$$CHS = CFT(CH) \quad \text{transformée de Fourier complexe} \quad (I.14)$$

$$HS = \left(\frac{1}{\sqrt{2}} \right) |CHS| \quad \text{spectre horizontal} \quad (I.15)$$

Ensuite nous calculons le rapport H/V, uniquement pour les fréquences donnant lieu à un rapport signal sur bruit est supérieur ou égal à 3 (comme pour les rapports spectraux classiques). Cette contrainte réduit la quantité de données disponibles car le niveau de bruit est relativement élevé pour la composante verticale des enregistrements. La fenêtre de lissage des spectres est la même que pour les rapports spectraux classiques. La figure I.49 montre les fonctions récepteur calculées pour tous les séismes enregistrés par le site OTE. La dispersion entre les courbes H/V pour différents séismes est du même ordre que lors du calcul des rapports spectraux classiques (figure I.50). Là encore, le nombre de points disponibles pour chaque site à chaque fréquence est donné sur la figure I.51. La moyenne géométrique des fonctions récepteur pour chaque site est présentée sur les figure I.48-a et I.48-b (trait d'épaisseur intermédiaire).

On peut remarquer que, pour chaque site, la bande de fréquence amplifiée est à peu près la même pour les fonctions récepteur que pour les rapports spectraux classiques. Dans le cas des deux sites archéologiques (ROT et AGO), il n'apparaît pas l'amplification importante aux fréquences supérieures à 12 Hz, que l'on observait avec les rapports spectraux classiques. Si cette amplification est due à la présence de cavités enfouies, cela suppose qu'elle affecte aussi le spectre vertical, et il se peut que cet effet soit supprimé par le calcul du rapport H/V. Nous pouvons également remarquer, pour les sites LEP, AMP, TIF et KAL, une amplitude bien plus faible pour les fonctions récepteur que pour les rapports spectraux classiques. Pour l'ensemble des sites, l'accord semble être meilleur pour les basses fréquences, plutôt que pour les hautes fréquences où l'amplitude des fonctions récepteur est systématiquement trop faible. Enfin, en ce qui concerne les deux sites de référence (OBS et THE), nous observons une fonction récepteur plate et légèrement supérieure à 1 (même à très basse fréquence pour le capteur L22 au site THE).

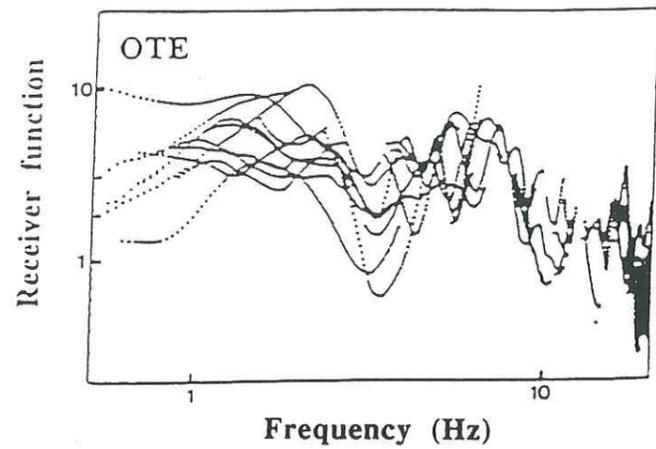


Figure 1.49 : Fonctions récepteur obtenues pour tous les séismes au site OTE.

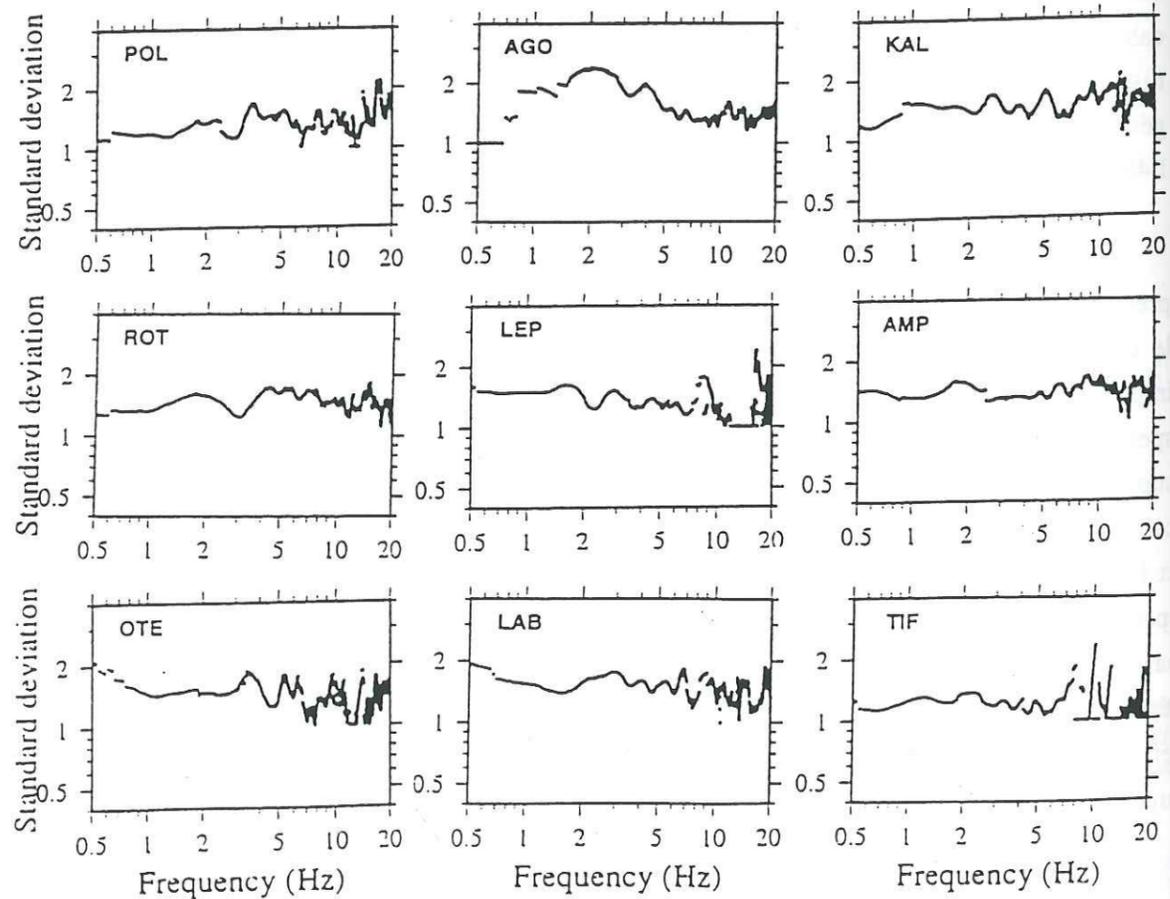


Figure 1.50 : Ecart type à chaque fréquence pour les fonctions récepteur calculées sur tous les séismes, pour chaque site.

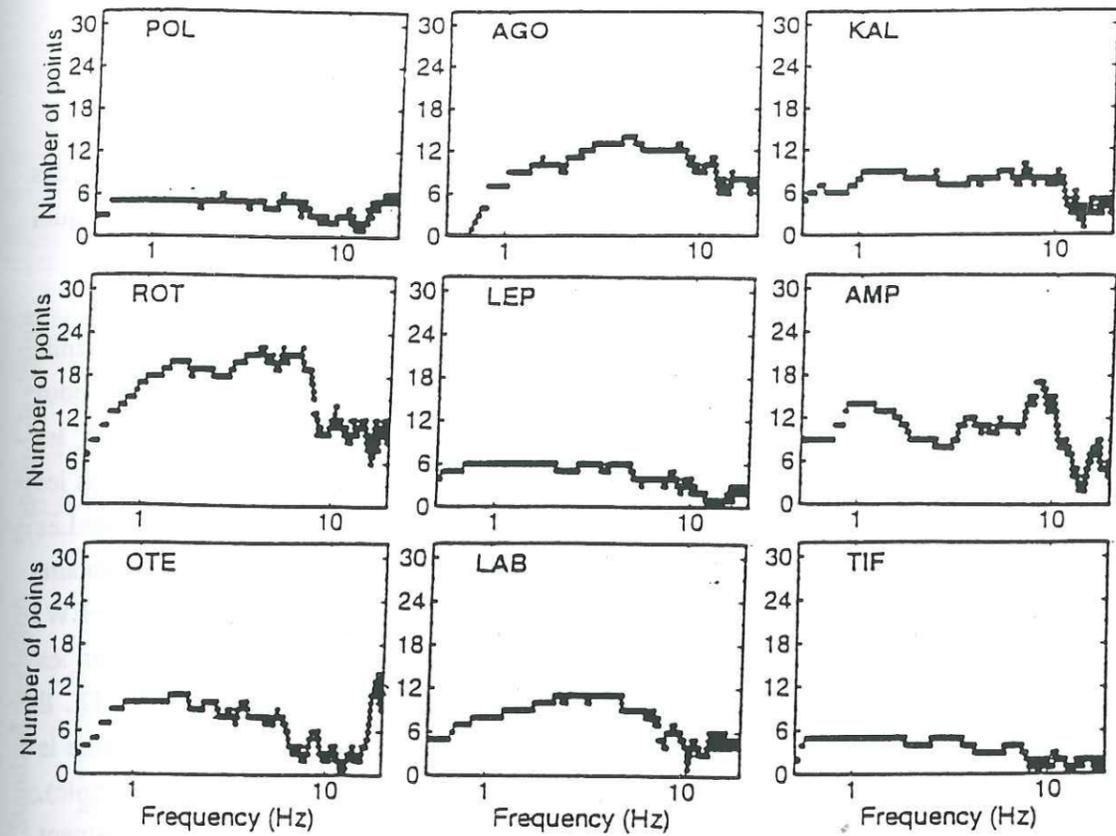


Figure 1.51 : Nombre de valeurs des fonctions récepteur disponibles à chaque fréquence pour chacun des sites.

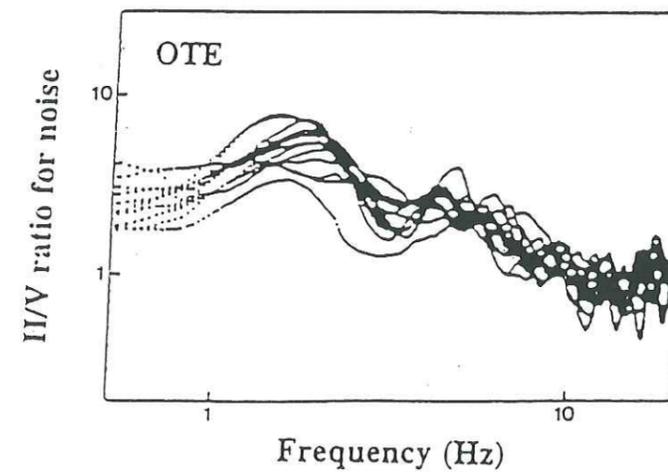


Figure 1.52 : Rapports H/V calculés sur les enregistrements de bruit de fond, au site OTE.

Les rapports H/V sur le bruit de fond

Pour terminer, nous avons appliqué la méthode des rapports H/V sur des enregistrements de bruit de fond ambiant. Nous avons vu dans le chapitre I.1.3 en quoi consiste cette technique, et quelles sont les hypothèses qu'elle implique.

Etant donnée la situation du réseau, en pleine ville, nous avons obtenu une grande quantité d'enregistrements de bruit de fond. Nous utilisons donc la technique H/V pour vérifier les résultats obtenus dans le cas particulier de notre zone d'étude, et pour les comparer avec ceux des autres méthodes utilisées pour ces mêmes sites. Nous calculons les spectres sur un ensemble de quinze fenêtres de 100 secondes de bruit pour chaque site. Les fenêtres de bruit sont choisies dans des portions de signal où un caractère assez stationnaire apparaît. Un spectre horizontal unique est calculé à partir des composantes NS et EW, comme décrit précédemment. La même fenêtre de lissage est également appliquée sur les spectres. La figure I.52 présente l'ensemble des rapports H/V obtenus pour le site OTE. Il est intéressant de noter que le rapport H/V est caractérisé par une faible dispersion, comme le confirme la figure I.53. Ceci n'est pas de fait de la station OTE (montrée comme exemple), mais s'observe également à toutes les autres stations. Les figures I.48-a et I.48-b présentent les moyennes géométriques des rapports H/V (trait fin) calculés sur les enregistrements de bruit pour chaque station. Nous pouvons remarquer une assez bonne correspondance de formes des rapports H/V, des fonctions récepteur et des rapports spectraux classiques. Cependant, les rapports H/V ont une amplitude qui est systématiquement plus faible que celle qui est obtenue avec les deux méthodes utilisant des enregistrements de séismes (surtout à haute fréquence). Par exemple, les rapports H/V obtenus pour les sites POL et TIF sont très semblables en amplitude et forme générale, alors que le niveau d'amplification donné par les rapports spectraux classiques est bien plus élevé pour la station TIF.

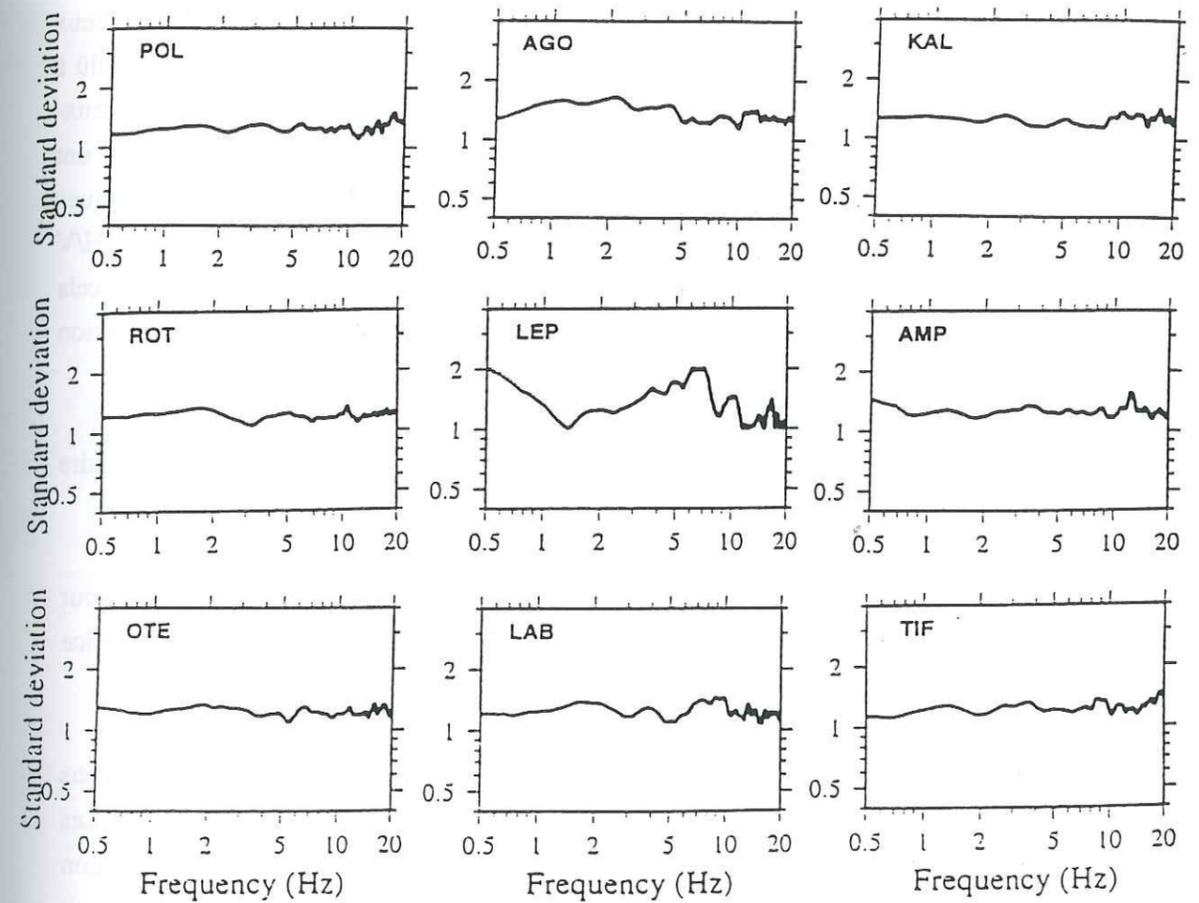


Figure I.53 : Ecart type à chaque fréquence pour les rapports H/V calculés sur les enregistrements de bruit de fond, pour chaque site.

I.3.4 Comparaison des résultats

Le premier résultat qui peut être mis en évidence en comparant les trois méthodes utilisées est que l'écart type, calculé pour chaque technique (figure I.46, I.50 et I.53) est beaucoup plus faible (voisin de 1.5) dans le cas de la méthode H/V que pour les deux méthodes utilisant des enregistrements de séismes (entre 1 et 4). Cela est probablement dû à la stabilité du contenu fréquentiel et du champ d'ondes liés au bruit de fond, alors que ceux-ci peuvent beaucoup varier pour différents séismes. Lermo et Chavez-Garcia (1994-b) ont également obtenu des variations significatives pour des rapports spectraux classiques calculés sur différents séismes en un même site. Ceci indique clairement que le méthode H/V ne nécessite pas l'utilisation de nombreux enregistrements de bruit de fond. Cependant, cela ne prouve pas que le rapport H/V, bien que stable, soit vraiment représentatif de la fonction de transfert du site.

En ce qui concerne les résultats obtenus avec les trois méthodes, nous pouvons faire plusieurs commentaires :

a) Il existe une certaine similarité dans la forme générale des rapports obtenus pour chaque site, avec notamment un bon accord sur la position de la bande de fréquence amplifiée (voir les figures I.48-a et I.48-b pour comparaison).

b) En ce qui concerne l'amplitude des rapports obtenus, il existe de fortes variations d'une méthode à l'autre. C'est notamment le cas pour les sites LEP, TIF, AMP et KAL. Les figures I.54 et I.55 présentent, pour chaque site, une comparaison entre l'amplification moyenne obtenue à partir des fonctions récepteur (figure I.54) et des rapports H/V sur bruit de fond (figure I.55) avec celle qui est obtenue à partir des rapports spectraux classiques. Pour chacun de ces sites, la moyenne arithmétique de l'amplification est calculée sur des bandes de fréquence étroites (0.5 à 1Hz, 1 à 2Hz, puis tous les 2Hz jusqu'à 18Hz), pour les rapports spectraux classiques, les fonctions récepteur et les rapports H/V. Sur les figures I.54 et I.55 les résultats sont représentés avec des bandes de fréquence plus larges (0.5 à 2Hz, puis tous les 4Hz jusqu'à 18Hz). Cette représentation met bien en évidence le fait que le rapport H/V (pour du bruit et des séismes) sous-estime l'amplification observée sur les rapports spectraux classiques, surtout pour les fréquences supérieures à 8Hz. Field et Jacob (1995) ont également trouvé des amplitudes sous-estimées en utilisant la méthode H/V sur des répliques du séisme de Loma Prieta en 1989. Cette tendance générale du rapport H/V à sous-estimer le niveau d'amplification a également été observée par Theodulidis *et al.* (1996) dans le cas de Garner Valley. Nous avons déjà montré par une étude numérique (Lachet et

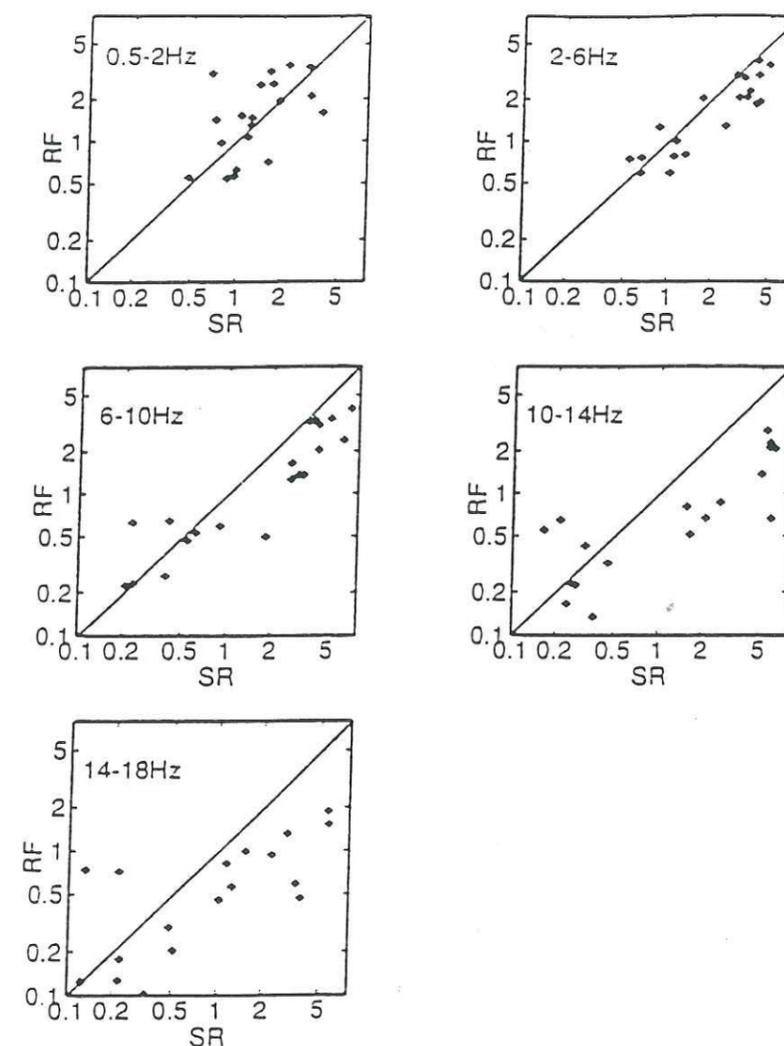


Figure I.54 : Comparaison de l'amplification moyenne arithmétique à chaque site, pour les fonctions récepteur (RF) et les rapports spectraux classiques (SR) pour différentes bandes de fréquence. L'accord entre les deux, se dégrade vers les hautes fréquences.

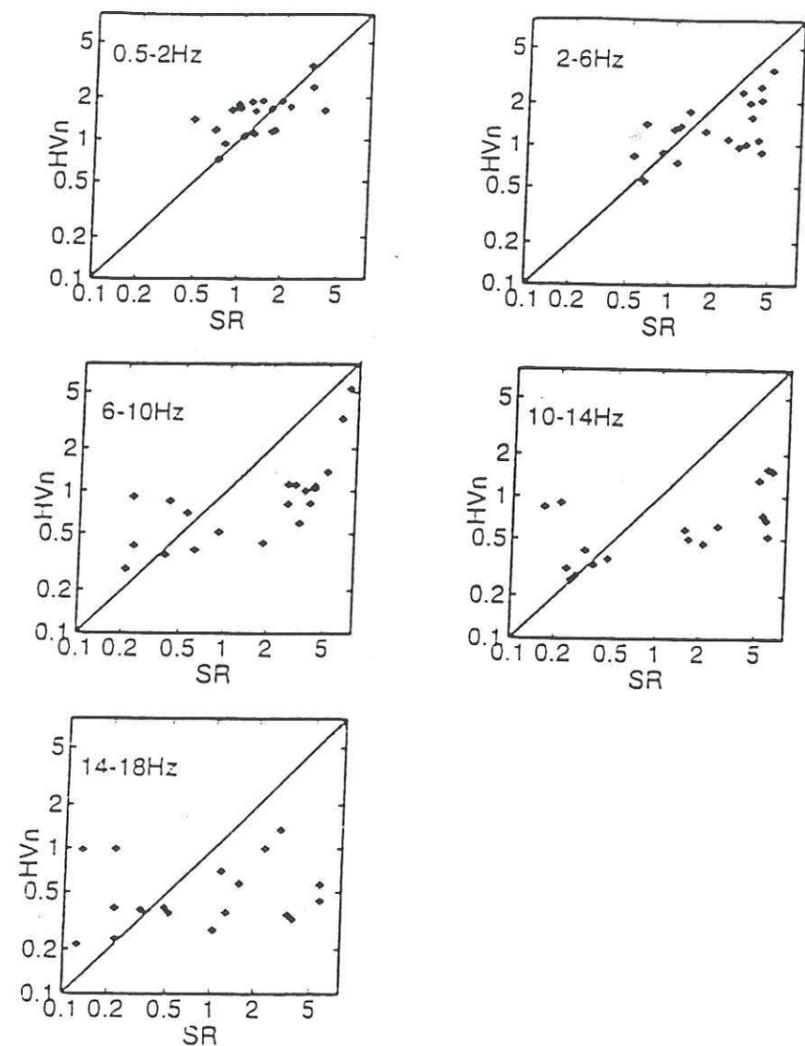


Figure 1.55 : Comparaison de l'amplification moyenne arithmétique à chaque site, pour les rapports H/V sur bruit de fond (HVn) et les rapports spectraux classiques (SR) pour différentes bandes de fréquence. L'accord entre les deux, se dégrade vers les hautes fréquences.

Bard, 1994; Lachet *et al.*, 1994) qu'il n'y a pas de corrélation entre l'amplitude H/V bruit de fond et la fonction de transfert d'un site, bien qu'il soit difficile de trouver un modèle de source représentatif du bruit de fond ambiant. Une explication possible des différences, à haute fréquence, entre les fonctions récepteur et les rapports spectraux classiques pourrait être l'influence du "bruit généré par le séisme" : c'est-à-dire du bruit provoqué par les vibrations d'arbres, d'immeubles, etc., soumis à une sollicitation sismique, qui affecterait à la fois les composantes horizontales et verticale. Ce phénomène aurait donc une influence sur la valeur du rapport spectral classique entre un site et la référence, alors qu'il serait très amoindri dans le cas du rapport spectral entre composantes horizontales et verticale en un site donné, puisqu'il est censé concerner à la fois dans les composantes horizontales et verticale.

Nous pensons que l'accord entre les trois méthodes faisant appel aux rapports spectraux peut-être différent selon que l'on est en dessous ou en dessus de la fréquence de résonance du site. En effet, d'une manière générale, ces phénomènes de "bruit généré par le séisme" sont associés à la diffraction, et la diffraction n'est efficace que pour des longueurs d'onde inférieures ou égales à la longueur d'onde de résonance. La figure I.56 présente tous les facteurs d'amplification pour les fonctions récepteur et les rapports H/V comparés aux rapports spectraux classiques, en distinguant les fréquences supérieures ou inférieures à la fréquence de résonance du site (f_0). La valeur de f_0 et la position du premier maximum d'amplification sont déterminées de manière grossière à partir des rapports spectraux moyens. Les valeurs ainsi obtenues sont : environ 1Hz pour LEP, AMP, TIF et KAL ; environ 2Hz pour OTE et POL ; 3 à 4Hz pour LAB et ROT; et 5 à 6Hz pour AGO. Les moyennes arithmétiques calculées sur les bandes de fréquences étroites sont représentées sur deux graphes différents, selon la position de la fenêtre de fréquence relativement à la fréquence de résonance du site. Cette représentation permet de constater une tendance générale du rapport H/V (séismes et bruit de fond) à sous-estimer le niveau d'amplification pour les fréquences supérieures à la fréquence de résonance du site, tandis que l'accord est assez bon pour $f < f_0$.

c) Enfin, en regardant le rapport spectral (figure I.44) et le rapport H/V (figure I.48-b) des stations THE et OBS, nous pouvons faire quelques remarques à propos du choix d'un site de référence pour la méthode des rapports spectraux classiques. Nous constatons que le rapport spectral entre les deux stations de référence n'est pas plat au dessus de 8Hz, mettant ainsi en évidence une légère amplification à haute fréquence. Ceci montre que le site THE a sa propre réponse, probablement due à la nature fracturée et altérée du rocher en surface. En regardant les rapports H/V pour les deux sites de référence, nous pouvons remarquer que le site OBS a une réponse presque plate dans toute la bande de fréquence considérée, alors que le site THE présente une amplification relative de la composante verticale, pour les

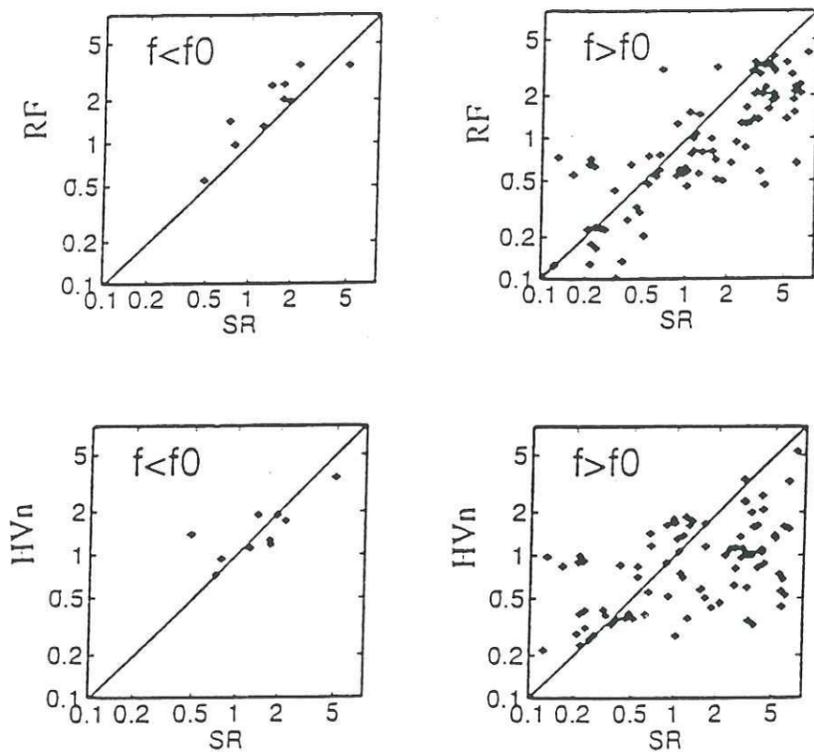


Figure 1.56 : Comparaison de l'amplification moyenne arithmétique à chaque site, pour les fonctions récepteur (RF) et les rapports H/V sur bruit de fond (HVn) avec celle obtenue pour les rapports spectraux classiques (SR), pour les fréquences inférieures ou supérieures à la fréquence de résonance du site.

fréquences supérieures à 10Hz, qui conduit à un rapport H/V inférieur à 1 pour ces fréquences. Cette observation confirme tout d'abord que le site OBS est un meilleur site de référence pour le calcul des rapports spectraux classiques. De plus, cela montre la difficulté de trouver un site de référence fiable et cela renforce l'intérêt pratique des méthodes H/V qui permettent de s'en passer.



I.3.5 Microzonage de Thessalonique

Corrélation avec la distribution des intensités

Nous avons calculé l'amplification moyenne horizontale pour chaque site, sur la base des rapports spectraux, entre 0.5 et 8 Hz pour les capteurs CMG40 et entre 2 et 8 Hz pour les capteurs L22. Ceci permet d'établir une classification des sites étudiés qui figure dans le tableau I.8. Nous disposons également des valeurs d'intensité mesurées après le séisme de 1978, visibles aussi dans le tableau I.8. Les observations des dégâts subis par la ville de Thessalonique ont été fournies par G. Leventakis. La figure I.57 présente une carte de la distribution des intensités dans la ville après le séisme (Chavez-Garcia *et al.*, 1990). Sur la figure I.58-a, l'amplification horizontale moyenne obtenue avec les rapports spectraux classiques est représentée en fonction de l'intensité MSK observée pour chaque site après le séisme. Les barres d'erreurs indiquées sur cette figure donnent l'intervalle +/- un écart type. Nous obtenons ici une corrélation positive entre le niveau d'amplification moyen dérivé des rapports spectraux à partir des enregistrements de petits séismes locaux et les intensités du séisme de 1978 pour chaque site.

Une corrélation identique apparaît si l'on compare les valeurs obtenues à partir des rapports H/V de bruit de fond avec les intensités atteintes en 1978 (figure I.58-b).

Corrélation avec la géologie de surface

Des résultats expérimentaux obtenus après cette campagne de mesures, nous pouvons tirer quelques informations sur le microzonage de la ville de Thessalonique. Les calculs de rapports spectraux, ainsi que les comparaisons avec la distribution des intensités et la géologie de surface permettent de déterminer des zones de niveaux d'amplification relatifs différents. Trois secteurs principaux peuvent ainsi être définis :

- Le bord de la mer, avec des niveaux d'amplification significatifs (entre 6 et 7.5) à basse fréquence, correspondant à des dépôts Holocène d'épaisseur importante et des séries de marnes calcaires : c'est le cas des sites LEP, OTE, AMP et TIF.

- Les parties centrale et sud de la ville, correspondant à des dépôts moins épais de même nature, donnant lieu à des niveaux d'amplification intermédiaires (entre 3.5 et 6), à des fréquences comprises entre 5 et 15 Hz : c'est le cas des sites LAB, ROT, AGO, KAL et POL.

Site	Intensity	Amplification
LEP	$I > 8$	4.0
OTE	$7.5 < I < 8$	4.4
AMP	$7.5 < I < 8$	3.5
LAB	$7.5 < I < 8$	2.6
TIF	$6.5 < I < 7$	3.5
ROT	$6.5 < I < 7$	2.3
AGO	$6 < I < 6.5$	4.4
POL	nodata	1.9
KAL	nodata	2.0
THE	$5.5 < I < 6$	1.0
OBS	$5.5 < I < 6$	1.0

Tableau I.8 : Intensités mesurées lors du séisme de 1978 et amplification moyenne, pour chaque site.

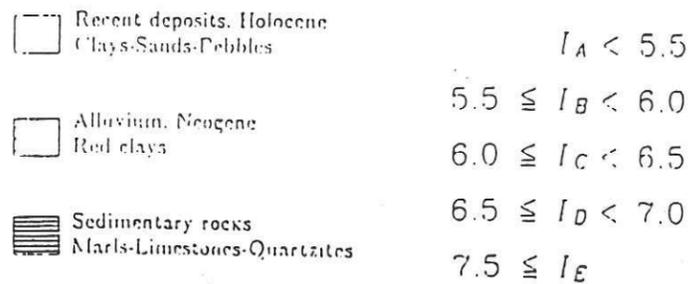
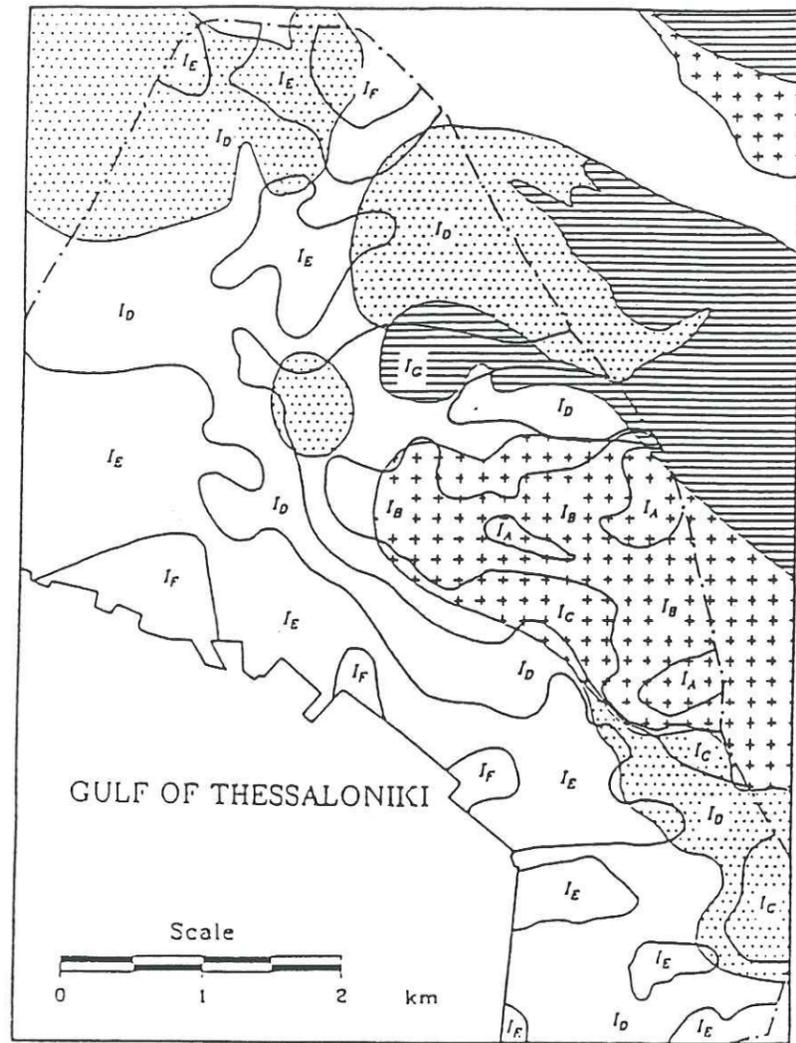


Figure 1.57 : Carte de distribution des intensités mesurées pour le séisme de 1978 (Chavez-Garcia et al., 1990).

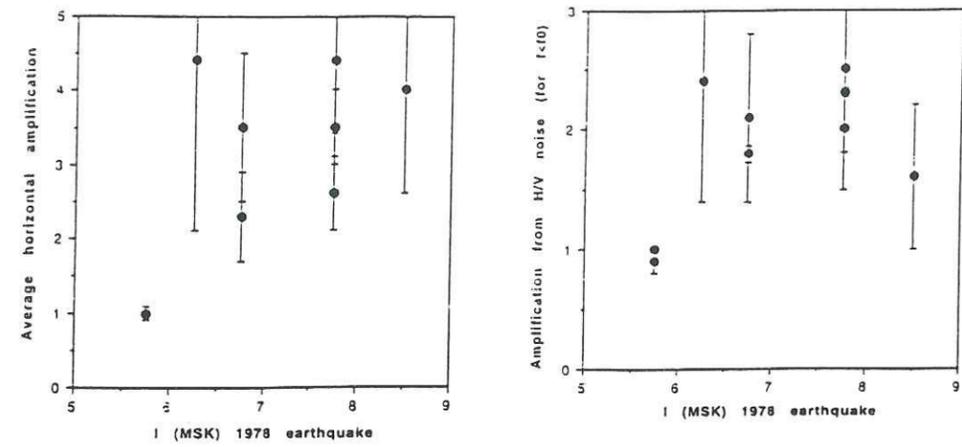


Figure 1.58 : (a) Amplification moyenne arithmétique obtenue avec les rapports spectraux classiques, en fonction de l'intensité mesurée pour le séisme de 1978, en chaque site. (b) Amplification moyenne arithmétique obtenue avec les rapports H/V sur bruit de fond, en fonction de l'intensité mesurée pour le séisme de 1978, en chaque site.

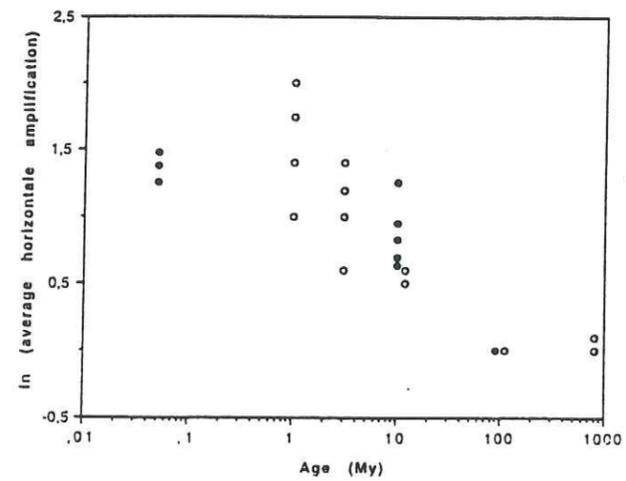


Figure 1.59 : Amplification moyenne arithmétique en fonction de l'âge de la formation géologique de surface, pour chaque site. Les cercles pleins sont les données de l'expérience de Thessalonique, les cercles vides correspondent à des données de Californie de Su et Aki (1995).

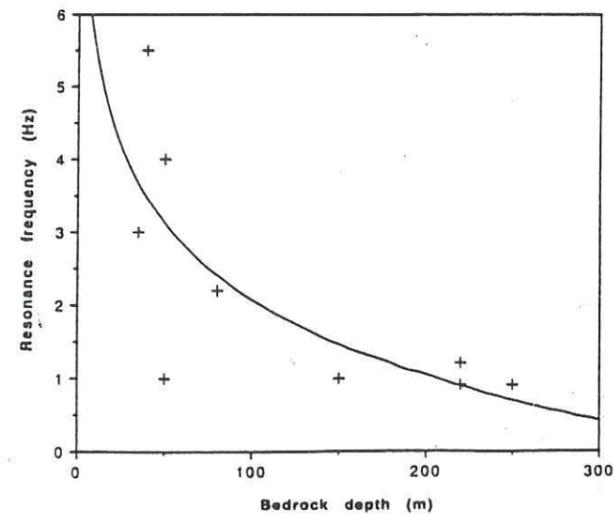


Figure 1.60 : Fréquence de résonance en fonction de la profondeur du substratum, pour chaque site.

- Les collines de gneiss qui ne présentent pas d'amplification particulière, comme dans le cas des deux sites de référence THE et OBS.

Pour obtenir une carte plus précise des fréquences de résonance et niveaux d'amplification relatifs dans la ville, il est nécessaire d'établir une grille de points de mesure avec un maillage beaucoup plus fin. Ceci peut être fait très rapidement en utilisant une station portable, déplacée de site en site, pour enregistrer du bruit de fond ambiant et appliquer la méthode du rapport H/V.

Influence de l'âge des dépôts et de la profondeur du substratum

Su et Aki (1995) ont proposé une relation entre l'amplification d'un site, obtenue à partir des ondes coda, et l'âge des formations géologiques, dans le cas de la Californie centrale et du sud. Nous présentons sur la figure I.59 l'amplification horizontale moyenne en fonction de l'âge des dépôts de surface pour chaque site. Nous vérifions ainsi que le niveau d'amplification décroît quant l'âge des formations croît, comme il a été observé par Su et Aki (1995).

Enfin, la figure I.60 présente la fréquence de résonance en fonction de la profondeur du substratum (donnée dans le tableau I.6) pour chaque site. Nous pouvons constater une diminution régulière de la fréquence de résonance du site avec une augmentation de la profondeur du substratum, c'est à dire de l'épaisseur des sédiments superficiels.

I.3.6 Simulations numériques

Certains des sites de mesures ont été choisis à l'emplacement d'anciens forages qui avaient permis de recueillir des données géotechniques sur les structures sédimentaires : il s'agit des stations LAB, AGO, TIF, ROT, OTE et LEP. Il nous a donc été possible de disposer des structures en vitesse pour ces sites (Pitilakis, communication personnelle). Le tableau I.9 donne les structures géologiques pour chacun des sites considérés.

Ces informations nous ont permis de conduire, pour chaque site, les calculs théoriques suivants:

- a) La fonction de transfert en ondes S, à l'aide d'un programme à une dimension utilisant la méthode de réflectivité (Kennett et Kerry, 1979).
- b) Le rapport H/V de bruit de fond simulé à l'aide du modèle multi-sources décrit dans le chapitre I.2.1.

La figure I.61 présente, pour les six sites considérés, la fonction de transfert (trait fin) et le rapport H/V dérivé des simulations de bruit de fond (trait épais).

D'une manière générale, nous pouvons remarquer que, pour les sites présentant une amplification significative, l'amplitude du rapport H/V estimé à partir de bruit simulé est supérieure au maximum de la fonction de transfert.

D'autre part, si l'on compare ces courbes théoriques avec les rapports spectraux expérimentaux obtenus à partir des données, il apparaît une assez mauvaise corrélation, surtout en ce qui concerne l'amplitude obtenue. Plusieurs causes, liées aux structures géologiques envisagées lors des simulations, peuvent être à l'origine de ce problème. En effet, contrairement aux modèles utilisés dans les calculs théoriques, la stratification sous la ville de Thessalonique n'est pas du tout horizontale ; au contraire, le substratum rocheux a un pendage assez important dans la direction de la mer (voir tableau I.6 pour les profondeurs du substratum).

Ceci met bien en évidence, ainsi que nous l'avons évoqué plus haut, la difficulté de modéliser correctement les effets de site. En effet, il est souvent très difficile d'avoir accès à des données géotechniques précises ; une bonne modélisation impliquerait de prendre en compte des effets tridimensionnels et des structures stratifiées non horizontales. C'est

Site LEP						
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Qp	Qs	
0	688	281	1800	50	14	
0.3	524	214	1800	50	10	
0.5	612	250	1800	50	12	
1	700	286	1800	50	14	
1.5	688	281	1800	50	14	
2	587	240	1800	50	12	
2.5	551	225	1800	50	11	
3	1500	334	1800	50	17	
3.5	1500	450	1900	50	22	
4	1500	265	1800	50	13	
4.5	1500	212	1800	50	10	
5	1500	196	1800	50	10	
5.5	1500	205	1800	50	10	
6	1500	214	1800	50	11	
7	1500	225	1800	50	11	
8	1500	205	1800	50	10	
9	1500	225	1800	50	11	
10	1500	250	1800	50	12	
11	1500	300	1800	50	15	
12	1500	360	1800	50	18	
13.5	1500	375	1800	50	19	
15	1500	462	1900	50	23	
17.5	1500	375	1800	50	19	
19.5	1500	265	1800	50	13	
21.5	1500	243	1800	50	12	
23	1500	321	1800	50	16	
24	1500	300	1800	50	15	
24.5	1500	305	1800	50	15	
26	1500	360	1800	50	18	
12.5	1500	650	2000	50	30	

Site TIF						
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Qp	Qs	
0	563	230	1800	50	11	
1	617	252	1800	50	12	
2	1500	194	1800	50	10	
3	1500	171	1800	50	8	
4	1500	163	1800	50	8	
5	1500	140	1800	50	7	
9	1500	168	1800	50	8	
11	1500	253	1800	50	13	
14	1500	266	1800	50	13	
15.2	1500	259	1800	50	13	
16	1500	337	1800	50	17	
18	1500	280	1800	50	14	
19	1500	315	1800	50	16	
20.2	1500	337	1800	50	17	
22	1500	281	1800	50	14	
23	1500	359	1800	50	18	
24.5	1500	461	1900	50	23	
27.5	1500	361	1800	50	18	
30.5	1500	594	1900	50	23	
31	1500	404	1900	50	20	
32	1500	439	1900	50	22	
33	1500	481	1900	50	24	
34.5	1500	594	1900	50	30	
36	1500	561	1900	50	28	
150	1500	650	2000	50	30	

Site AGO						
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Qp	Qs	
0	767	313	1800	50	15	
1	639	261	1800	50	13	
3	1500	336	1800	50	16	
5	1500	276	1800	50	14	
7	1500	723	2000	54	36	
11.5	1500	1119	2200	84	56	
13	1500	974	2100	73	49	
15	1500	1045	2200	78	52	
17	1500	1254	2200	94	63	
19	1500	1119	2200	84	56	
21	1500	1175	2200	88	58	
23	1500	783	2000	59	39	
25	1500	1119	2200	84	56	
27	1500	783	2000	59	39	
30	1500	650	2000	50	30	

Site ROT						
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Qp	Qs	
0	1273	520	1900	50	26	
1	978	400	1900	50	20	
5	1500	800	2100	60	40	
6	1500	950	2100	71	47	
7	1500	700	2100	52	35	
11	1500	450	1900	50	22	
12	1500	650	2000	50	32	
2.5	1500	650	2000	50	30	

Site OTE						
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Qp	Qs	
0	504	206	1800	50	10	
1.5	468	191	1800	50	9	
3	512	209	1800	50	10	
4	1500	212	1800	50	10	
5	1500	183	1800	50	9	
5.8	1500	196	1800	50	10	
6.6	1500	220	1800	50	11	
7.5	1500	259	1800	50	13	
9	1500	338	1800	50	17	
10	1500	284	1800	50	14	
10.7	1500	275	1800	50	14	
11	1500	293	1800	50	15	
12	1500	400	1900	50	20	
13	1500	338	1800	50	17	
14	1500	383	1800	50	19	
15	1500	352	1800	50	17	
16.5	1500	367	1800	50	18	
18.5	1500	476	1900	50	24	
20	1500	550	1900	50	27	
50	1500	650	2000	50	30	

Site LAB						
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens. (g/cm ³)	Qp	Qs	
0	693	283	1800	50	14	
1	713	291	1800	50	14	
2	735	300	1800	50	15	
3	757	309	1800	50	15	
4	703	287	1800	50	14	
5	722	295	1800	50	15	
6	735	300	1800	50	15	
7	877	358	1800	50	18	
8	637	260	1800	50	13	
9	1849	755	2000	56	38	
10	1788	730	2000	54	36	
11	1134	463	1900	50	23	
12	1998	816	2100	60	40	
13	1687	689	2000	51	34	
14	1428	583	1900	50	29	
15	1998	816	2100	61	41	
16	1560	637	2000	50	32	
17	1469	600	2000	50	30	
18	1425	582	1900	50	29	
25	1500	650	2000	50	30	

Tableau I.9 : Structures géologiques des sites utilisés pour les simulations numériques.

pourquoi il est très important de mettre au point des méthodes expérimentales capables de révéler de manière fiable les effets de site à prendre en compte dans une région donnée.

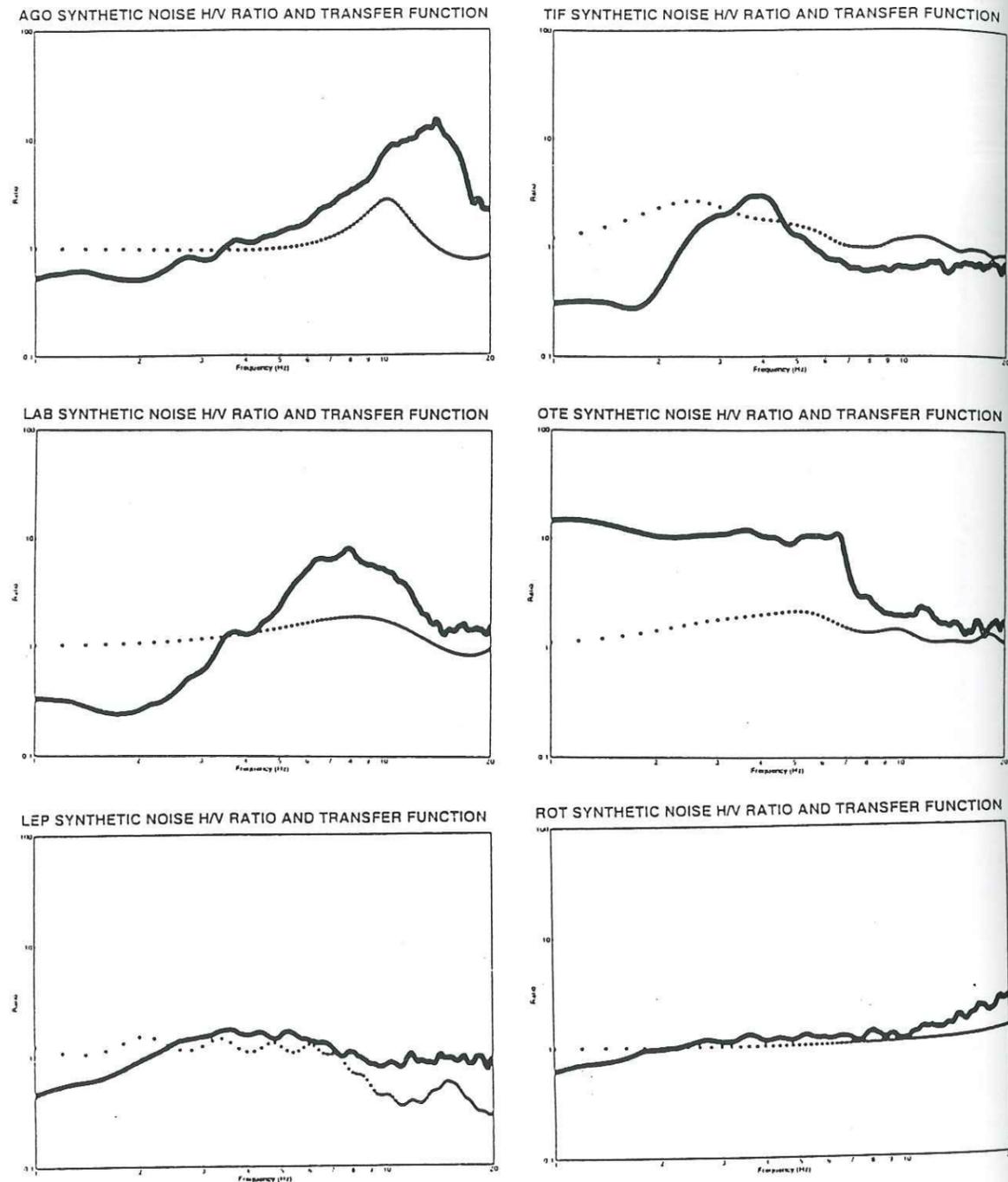


Figure 1.61 : Rapports H/V calculés sur des simulations de bruit ambiant (trait épais) et fonction de transfert en ondes S (trait fin) pour différents sites.

I.3.7 Conclusions

L'ensemble de cette étude expérimentale a permis de comparer différentes méthodes utilisées pour l'évaluation des effets de site. Sa particularité est d'avoir été appliquée à une région où les dépôts sont relativement épais, mais avec de faibles contrastes de vitesse entre les différentes formations géologiques, et d'importants gradients dans une même formation, qui expliquent la largeur des bandes de fréquence amplifiées pour chaque site. Les résultats de la comparaison des différentes techniques utilisées peuvent être résumés de la manière suivante :

- Il y a un bon accord entre les fonctions récepteur, les rapports H/V et les rapports spectraux classiques en ce qui concerne la position de la bande de fréquence amplifiée.

- Au contraire, les amplitudes obtenues avec les deux méthodes de type H/V sont systématiquement inférieures à celles qui sont obtenues à partir des rapports spectraux classiques, qui sont généralement considérés comme donnant le niveau d'amplification réel du site. Une explication possible de cette sous-estimation de l'amplitude avec les méthodes H/V pourrait être un enrichissement relatif de la composante verticale du champ d'onde diffracté, comme suggéré par Theodulidis *et al.* (1996).

- La méthode du rapport H/V appliquée aux deux sites de référence conduit à un rapport spectral quasi invariant et proche de 1. Un avantage important de cette technique est en effet qu'elle ne nécessite pas de site de référence situé sur du rocher. Ce site de référence est en général difficile à trouver et, par ailleurs, la validité de la méthode des rapports spectraux classiques est remise en cause par Steidl *et al.* (1996) justement à cause du choix d'un site de référence approprié.

Nous concluons donc que pour le moment, il est uniquement possible de considérer des niveaux d'amplification qualitatifs en utilisant la méthode du rapport H/V, puisqu'aucune justification théorique du niveau absolu d'amplification H/V n'a pu être donnée. Bien qu'elle ne donne que des informations partielles sur les effets de site (fréquence de résonance et amplification qualitative), la méthode H/V appliquée à du bruit de fond est très adaptée à des milieux urbains, en raison du fort niveau de bruit ambiant. Une grande part des séismes qui se sont produits pendant la durée de l'expérience n'ont pas pu être utilisés en raison de leur mauvais rapport signal sur bruit ; il n'a donc été possible d'utiliser que 40 événements enregistrés par au moins deux stations, pour les calculs de rapports spectraux. Par exemple, pour les sites TIF, LEP et POL, le nombre de séismes bien enregistrés est seulement de 6 à

8. pour une expérience d'une durée de deux mois et demi (voir le tableau I.7). Ce handicap considérable constitue la principale raison pour laquelle la méthode du rapport H/V sur du bruit de fond s'avère très intéressante pour des études de microzonage dans des régions où l'activité sismique est modérée ou faible.

2ème partie : Méthode de simulation de mouvements forts par l'utilisation de fonctions de Green numériques

Introduction

Outre la prise en compte des effets de site dont nous venons de parler, l'évaluation du risque sismique, pour une région donnée, passe par la détermination du "séisme maximal plausible". Diverses informations sont utilisables pour l'estimer. Tout d'abord, celles qui sont contenues dans les catalogues de sismicité historique permettent de connaître (de manière assez incertaine) la magnitude maximale (ou plutôt l'intensité maximale) enregistrée dans la région étudiée. Cependant si la période de récurrence d'un tel séisme est supérieure à 1000 ans, aucune information ne nous est accessible. D'autre part, les informations de géologie de surface et surtout de sismicité actuelle, permettent de mettre en évidence la position et l'étendue des failles actives, susceptibles d'être à l'origine de séismes majeurs. La encore il est également possible d'avoir des failles cachées (relativement profondes par exemple) qui échappent aux observations géologiques. Cette évaluation du risque sismique dans une région permet d'avoir une idée du type et de l'ampleur des mouvements à prendre en compte pour la sécurité des installations qui y sont construites. Pour le calcul de structures adaptées, les ingénieurs de génie civil ont besoin de connaître le sismogramme complet; ce qui n'est possible que dans les régions où un fort séisme a déjà été enregistré (ce qui est très rare ; de plus, un tel séisme ne se reproduirait sans doute pas à l'identique). Donc, le plus souvent, c'est à des méthodes de simulation que l'on fait appel faute de disposer de l'enregistrement réel nécessaire. Les forts séismes qui ont été correctement enregistrés dans le monde servent généralement de référence pour vérifier la pertinence des méthodes de simulation proposées, le but étant d'essayer de reproduire le plus fidèlement possible un enregistrement réel.

L'objectif de notre étude est de fournir une simulation du mouvement sismique susceptible d'être enregistré dans l'éventualité d'un fort séisme. Il existe plusieurs techniques pour modéliser les mouvements forts. Tout d'abord, une approche purement théorique de l'estimation du mouvement sismique, qui nécessite une très bonne connaissance du mécanisme à la source du séisme et, surtout, de la structure géologique de la zone étudiée. Or, comme nous l'avons déjà souligné dans la première partie de ce travail, il est très souvent difficile, d'un point de vue pratique, d'avoir accès à ces données. Par conséquent, dans de nombreux cas, il est nécessaire de faire appel à une approche semi-empirique, permettant d'exploiter les informations contenues dans l'enregistrement de petits séismes pour modéliser des mouvements plus forts. C'est l'idée de base de la méthode dite des fonctions de Green empiriques, proposée par Hartzell (1978). Il faut, en effet, dans une modélisation, prendre en compte les trois principaux effets constitutifs d'un enregistrement sismique que sont la source, la propagation et les effets de site. Deux problèmes principaux

se posent alors : la description de la source et le calcul de la réponse du sol et de la croûte. Ce dernier nécessite en général de faire l'hypothèse d'une pile de couches géologiques horizontales et homogènes. Mais ce modèle est parfois mal approprié et il serait parfois nécessaire de prendre en compte la topographie et l'irrégularité des interfaces (en surface comme en profondeur). Dans de nombreux cas, la structure de terrain est mal ou pas connue, donc il n'est pas possible de calculer la réponse théorique du sol. De plus, même si elle était connue de façon détaillée, un certain nombre de problèmes numériques interviennent, liés au calcul de la réponse du sol (très long temps de calcul, par exemple). C'est de là qu'est venue l'idée de Hartzell (1978) d'utiliser des répliques comme fonctions de Green empiriques; puisqu'elles contiennent déjà l'information de la réponse du sol, ainsi que la propagation des ondes entre la source et le récepteur. Il ne reste donc plus qu'à prendre en compte la différence de taille de la source sismique entre le petit et le grand séisme.

Nous exposerons, dans un premier temps, les fondements théoriques de la méthode des fonctions de Green empiriques, ainsi qu'un aperçu des variantes et améliorations qui ont pu lui être apportées pour parfaire son utilisation. Nous verrons en particulier un ensemble de modèles proposés pour décrire la source sismique. Dans un deuxième temps, nous proposerons une méthode de simulation basée sur l'interpolation spatiale de fonctions de Green théoriques. Après avoir décrit cette technique, nous présenterons plusieurs tests de validation portant sur le cas du séisme de Kobe au Japon en 1995, ainsi que des simulations appliquées aux villes de Grenoble et de Annecy.

Chapitre II.1 : L'utilisation des fonctions de Green en simulation

II.1.1 Principe de la méthode

Concept de base

Sensu-stricto, la méthode dite des fonctions de Green empiriques a été proposée par Hartzell (1978). On appelle fonction de Green, le champ de déplacement résultant de l'application d'une force impulsionnelle, unitaire et unidirectionnelle, en un point et à un instant donnés. Ceci implique que, pour que l'enregistrement d'un petit séisme puisse être considéré comme une combinaison linéaire de fonctions de Green, il faut que sa magnitude soit très faible, de manière à ce que sa fonction source puisse être approchée par une impulsion de Dirac. Dans ce cas, on parle de fonction de Green empirique.

Hartzell (1978) a donc proposé de découper la surface de faille supposée pour un gros séisme en points sources qui sont approximés par la plus proche réplique enregistrée sur cette faille. Ceci permet de directement prendre en compte dans la modélisation les effets de la structure réelle du terrain.

Par contre, l'utilisation de cette méthode nécessite de disposer d'un ensemble de données de bonne qualité ; c'est-à-dire plusieurs enregistrements de répliques avec un bon rapport signal sur bruit, et bien distribuées le long du plan de faille. Ces répliques doivent être de faible magnitude pour pouvoir être considérées comme des sources quasi-ponctuelles, et toutes être enregistrées au même site, de manière à ce que soient également intégrés les effets de propagation de la source à la station d'enregistrement. Enfin, ces répliques doivent toutes avoir le même mécanisme au foyer que le choc principal. Dans ce cas, le mouvement correspondant au grand séisme peut s'écrire comme une somme de n fonctions de Green empiriques de la manière suivante :

$$U(t) = \sum_{i=1}^n [u_i(t) * Q_i(t)] \cdot H(t - \tau_i) \quad (\text{II.1})$$

avec $u_i(t) = S_i(t) * M_i(t) * R_i(t)$ qui est l'enregistrement d'une réplique i , et où :

- le signe $*$ désigne l'opération de convolution ;
- H correspond à la fonction escalier unitaire de type Heaviside ;

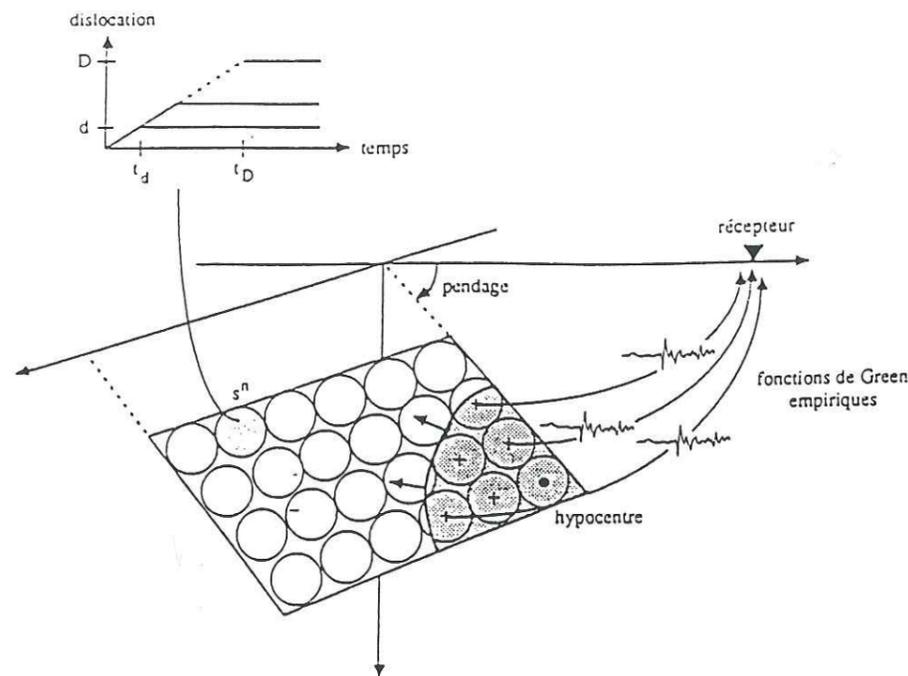


Figure II.1 : Différentes contributions aux décalages temporels entre les fonctions de Green empiriques : la montée de la dislocation, la propagation de la rupture et la propagation des ondes (Bour, 1993).

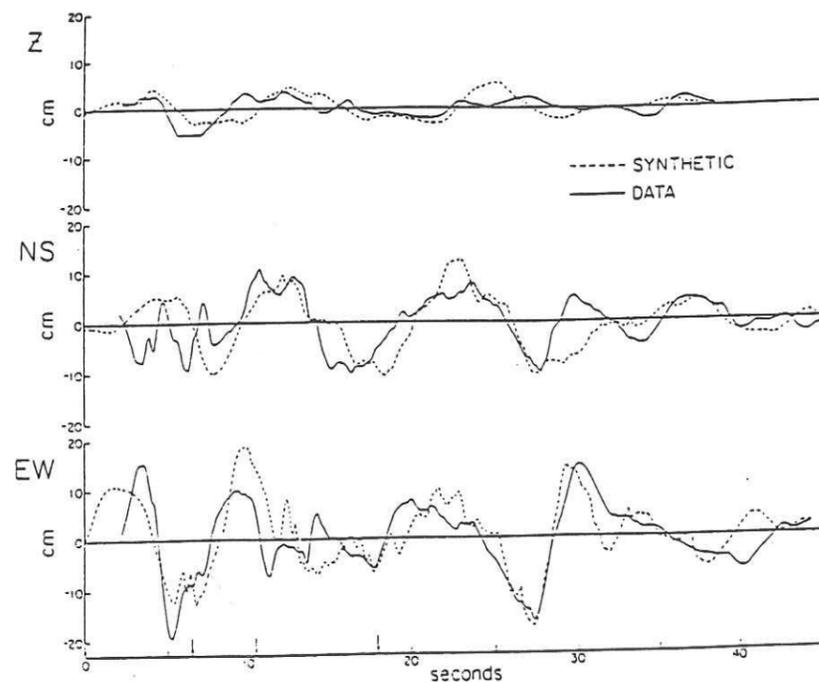


Figure II.2 : Comparaison entre les synthétiques obtenus par sommation de trois répliques et le déplacement enregistré à El Centro, du séisme d'Imperial Valley, 1940. Le temps d'initiation de chaque réplique utilisée est indiqué par une flèche (Hartzell, 1978).

- S_i , M_i et R_i sont respectivement la fonction source, la réponse du sol et la réponse instrumentale ; qui sont contenus dans l'enregistrement de la réplique i ;

- τ_i est un délai de phase dû à la propagation de la rupture et au temps de parcours jusqu'au récepteur ; τ_i est fonction de la vitesse et de la direction de la rupture, du point d'initiation de la rupture et de la distance au récepteur ; il est donc estimé par des informations indépendantes concernant l'histoire de la rupture sur la faille ;

- Q_i est un facteur d'échelle correspondant à la contribution relative de chaque réplique au mouvement synthétique total.

La figure II.1 schématise la contribution des fonctions de Green empiriques au sismogramme total simulé (Bour, 1993). La figure II.2 montre un exemple de simulation du séisme d'Imperial Valley (1940), obtenu par Hartzell (1978). Deux répliques ont été utilisées comme fonctions de Green empiriques pour simuler le déplacement, à très basse fréquence, dû au choc principal à la station de El Centro. Le facteur d'échelle Q_i a été, dans un premier temps, considéré comme égal au quotient du maximum de déplacement de la réplique i et du maximum de déplacement du choc principal. Ensuite, un ajustement des Q_i par essai-erreur permet d'obtenir le meilleur accord possible entre le déplacement simulé et l'enregistrement réel du choc principal.

Lois de similitude

D'une manière générale, la méthode des fonctions de Green empiriques repose sur certaines bases théoriques et hypothèses que nous exposerons ici. Il convient en premier lieu de vérifier que les lois de similitude entre séismes faibles et forts sont bien vérifiées. Il existe, par définition, une relation entre les moments sismiques du petit (m_0) et du fort (M_0) séismes, avec les glissements moyens (\bar{d} et \bar{D}) qui leur sont associées ; μ étant la rigidité, cette relation s'écrit habituellement sous la forme suivante (Aki, 1967) :

$$m_0 = \mu \cdot \bar{d} \cdot s \quad (\text{II.2})$$

$$M_0 = \mu \cdot \bar{D} \cdot S \quad (\text{II.3})$$

s et S étant les surfaces de faille respectives du petit et du fort séisme.

D'autre part, on peut relier le glissement moyen le long de la faille à la chute de contrainte moyenne sur la surface de faille ($\Delta\sigma$) :

$$\Delta\sigma = C \cdot \mu \cdot (\bar{D} / L) \quad (\text{II.4})$$

où L est la longueur de la faille et C un facteur de forme adimensionnel. Par exemple, si l'on considère une faille circulaire de rayon a , Kanamori et Anderson (1975) ont montré la relation suivante :

$$\Delta\sigma = (7\pi/16) \cdot \mu \cdot (\bar{D} / a) \quad (\text{II.5})$$

$$\text{d'où } M_0 = (16/7) \cdot \Delta\sigma \cdot a^3 \quad (\text{II.6})$$

Aki (1972) ainsi que Kanamori et Anderson (1975) ont, les premiers, montré que, pour une large gamme de magnitudes, la chute de contrainte moyenne des séismes est comprise entre 10 et 100 bars. La figure II.3 présente la relation entre le moment sismique M_0 et la surface de faille S , pour de nombreux séismes. D'une manière générale, les séismes intra-plaque ont une chute de contrainte de l'ordre de 100 bars, alors que celle-ci est plutôt voisine de 30 bars pour les séismes inter-plaque (Kanamori et Anderson, 1975). Par contre, si l'on s'intéresse à la chute de contrainte locale, celle-ci est très variable, en raison des hétérogénéités de glissement sur le plan de faille.

En faisant cette hypothèse d'une chute de contrainte constante pour des séismes de tailles différentes, Aki (1967) a proposé une loi de similitude pour les séismes, faisant intervenir un facteur d'échelle (longueur de la faille), L :

$$M_0 \propto L^3 \quad (\text{II.7})$$

Cette hypothèse de similitude est le fondement de la méthode des fonctions de Green empiriques. Des séismes faibles et forts sont donc considérés comme similaires à un facteur d'échelle près :

$$\Delta\sigma \propto \frac{\bar{d}}{l} \propto \frac{\bar{D}}{L} \quad (\text{II.8})$$

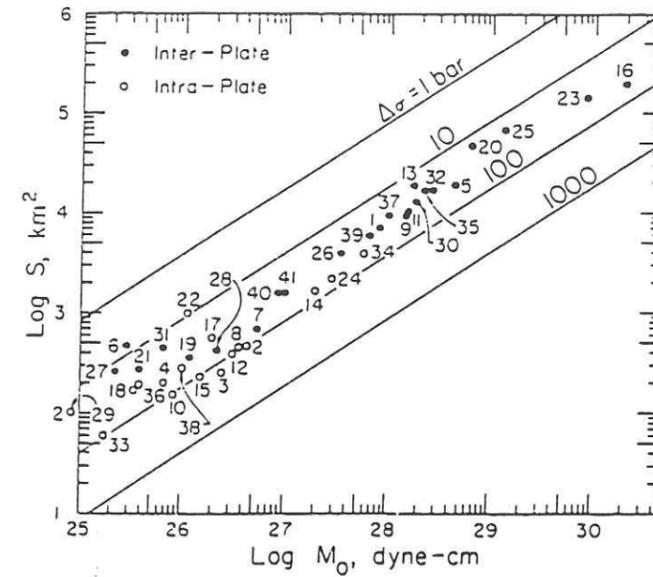


Figure II.3 : Relation entre la surface de faille S et le moment sismique M_0 . Les lignes indiquent la relation pour des failles circulaires avec une chute de contrainte constante ($\Delta\sigma$). Les numéros correspondent aux numéros des séismes utilisés (Kanamori et Anderson, 1975).

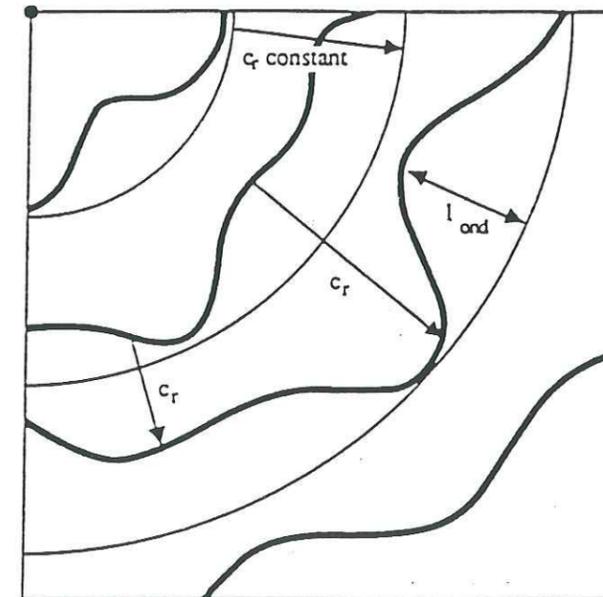


Figure II.4 : Plan de faille avec un front ondulant décrivant la propagation de la rupture (Bour, 1993).

Si l'on divise la longueur d'une grande faille en N éléments, on obtient la relation de proportionnalité entre \bar{d} et \bar{D} :

$$\frac{L}{l} = \frac{\bar{D}}{\bar{d}} = N \quad (\text{II.9})$$

Par conséquent, les moments sismiques sont liés par la relation :

$$\frac{M_0}{m_0} = N^3 \quad (\text{II.10})$$

Ceci indique qu'il faut sommer N^3 enregistrements de l'événement élémentaire pour modéliser le mouvement que provoque un fort séisme ; N^3 étant le rapport des moments sismiques. Dans un cas général, on peut écrire :

$$N_L \times N_W \times N_D = N^3 = \frac{M_0}{m_0} \quad (\text{II.11})$$

avec : N_L , nombre de sous-événements sur la longueur de la faille ;
 N_W , nombre de sous-événements sur la largeur de la faille ;
 N_D , nombre de petites dislocations d nécessaires pour reconstruire la dislocation totale D .

Les conditions nécessaires à la mise en oeuvre de la méthode des fonctions de Green empiriques sont donc :

a- connaître le mécanisme et l'étendue de la faille qui engendrerait le séisme à modéliser ;

b- estimer l'histoire de la rupture sur la faille ;

c- disposer d'enregistrements de petits séismes qui doivent satisfaire les conditions particulières suivantes, pour pouvoir être considérés comme fonctions de Green empiriques :

- * être de faible magnitude pour être assimilables à des sources ponctuelles,
- * être enregistrés avec un bon rapport signal sur bruit, pour une large gamme de fréquences (y compris à basse fréquence),

- * être enregistrés au même site que celui où l'on veut simuler le grand séisme,
- * avoir le même mécanisme au foyer que le grand séisme,
- * avoir un bon échantillonnage de toute la surface de faille du gros séisme ;

d- connaître le rapport des moments sismiques pour permettre de déterminer le nombre de sous-événements à prendre en compte.

II.1.2 Choix d'un modèle de source sismique

Les paramètres de la source

L'une des premières étapes lors de la mise en oeuvre de la méthode des fonctions de Green consiste à choisir un modèle de source approprié. Il s'agit, en effet, de bien décrire la rupture sur le plan de faille, en termes d'organisation spatiale des sous-événements et d'histoire temporelle de la rupture. De ce choix fondamental dépendra le mode de sommation des fonctions de Green le long du plan de faille. Voici un aperçu des principaux paramètres qui sont utiles pour la description de la source :

* La vitesse de rupture V_r : Il s'agit de la vitesse de propagation du front de rupture sur le plan de faille. Dans la plupart des cas, cette vitesse est considérée comme constante sur tout le plan de faille. Geller (1976) a ainsi déterminé la relation suivante, à partir d'une moyenne des observations faites sur un ensemble de 40 séismes forts à modérés :

$$V_r = 0.72 \beta \quad (\text{II.12})$$

où β est la vitesse de propagation des ondes S.

Madariaga (1976) et Papageorgiou et Aki (1983) lui préfèrent :

$$V_r = 0.9 \beta \quad (\text{II.13})$$

Bour (1993) propose un modèle avec un front de rupture ondulant, pour tenir compte des éventuelles hétérogénéités du processus de rupture. Ceci est fait en introduisant des décalages temporels aléatoires qui donnent une forme arbitraire au front de rupture, caractérisé par des retards aléatoires de la propagation. La figure II.4 présente un modèle avec propagation de la rupture à vitesse constante (trait fin) et un front de rupture ondulant (trait épais). Tumarkin et Archuleta (1994) suggèrent également d'utiliser une vitesse de rupture variable dans le temps, ce qui permet d'éviter les lacunes à haute fréquence observées par certains dans les simulations.

* Le temps de montée τ : il s'agit du temps mis par un point pour atteindre la valeur finale du glissement (figure II.5). Là encore, plusieurs formulations ont été proposées. Geller (1976) donne la relation moyenne suivante, sur la base d'un ensemble d'observations :

$$\tau = \frac{16 \cdot \sqrt{S}}{7 \cdot \beta \cdot \sqrt{\pi}} \quad (\text{II.14})$$

avec β : vitesse des ondes S,

S : surface de la faille,

pour une vitesse de rupture $V_r = 0.72 \beta$.

D'une manière générale, pour une faille circulaire de rayon a , le temps de montée en un point de la faille, situé à une distance r du centre, s'écrit :

$$\tau = \frac{(a - r)}{V_r} \quad (\text{II.15})$$

Irikura (1986) propose d'utiliser une valeur moyenne pour le temps de montée en tout point de la faille :

$$\tau = \frac{a}{2 \cdot V_r} \quad (\text{II.16})$$

Le temps de montée peut également s'exprimer en fonction du glissement moyen $\overline{\Delta u}$, et de la chute de contrainte $\Delta \sigma$, de la manière suivante (Geller, 1976) :

$$\tau = \frac{\mu \cdot \overline{\Delta u}}{\beta \cdot \Delta \sigma} \quad (\text{II.17})$$

* La durée de la rupture T : Il s'agit de la durée totale de la rupture, depuis le point de nucléation sur le plan de faille, propagation du front de rupture à la vitesse V_r et temps de montée τ compris. Dans le cas simplifié où l'on suppose un temps de montée instantané, la durée de la rupture s'exprime par :

$$T = a / V_r \quad (\text{II.18})$$

où a est le rayon de la faille.

Dans le cas d'une faille circulaire de rayon a , considérant $V_r = 0.9 \beta$, Hanks (1979) estime la durée de la rupture par :

$$T = \frac{2 \cdot \pi \cdot a}{1.32 \cdot \beta} \quad (\text{II.19})$$

* *La fréquence coin f_c* : La fréquence coin est définie comme étant l'intersection du niveau plat à basse fréquence du spectre en déplacement du séisme et de sa décroissance en ω^{-2} aux fréquences plus élevées (figure II.6). Le modèle en ω^{-2} classiquement utilisé pour les séismes, est caractérisé par la définition du spectre en déplacement proposée par Aki (1967) :

$$U(f) = \frac{U_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (\text{II.20})$$

où U_0 représente le niveau plat du spectre à basse fréquence, et f_c la fréquence coin. Celle-ci est liée à la durée de la rupture et à la taille de la faille ; plus la magnitude est élevée, plus la durée de la rupture est grande, plus la faille est grande, et plus la fréquence coin diminue. Hanks (1979) propose l'approximation suivante :

$$f_c = 1 / T \quad (\text{II.21})$$

Hanks (1979) propose également de relier f_c à la taille de la source, comme suit :

$$f_c = C \cdot (\beta / L) \quad (\text{II.22})$$

L étant la longueur caractéristique de la faille, et C une constante dépendant du modèle de source.

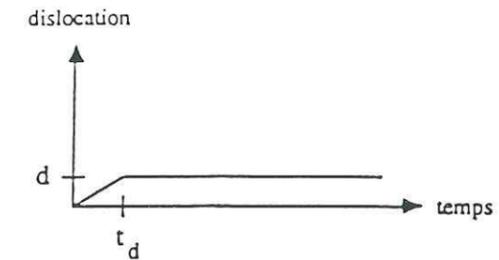


Figure II.5 : Schéma de la dislocation d , obtenue en un temps de montée t_d .

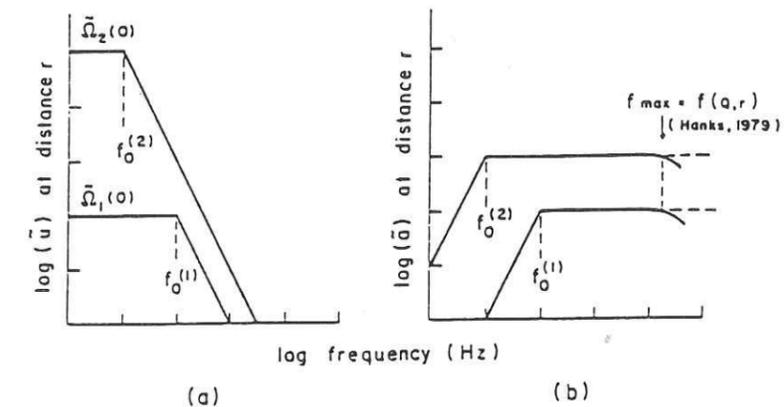


Figure II.6 : Spectres de (a) déplacement et (b) accélération pour le modèle de source en ω^2 , pour deux séismes avec une chute de contrainte constante, observés à la même distance, dans un milieu infini, homogène, isotrope et élastique (Papageorgiou et Aki, 1983).

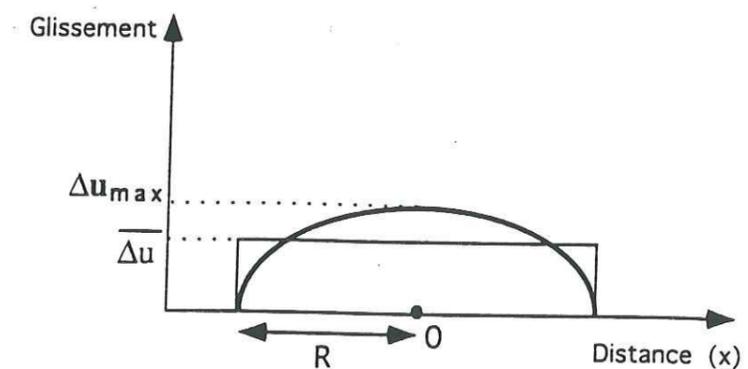


Figure II.7 : Forme du glissement en chaque point et du glissement moyen pour une faille circulaire.

Dans le cas d'une faille circulaire, de rayon a , du type Madariaga (1976), la fréquence coin est décrite par :

$$f_c = \frac{1.32 \cdot \beta}{2 \cdot \pi \cdot a} \quad (\text{II.23})$$

Utilisant un modèle un peu différent, Sato et Hirasawa (1973) donnent une expression assez proche de f_c , pour une faille circulaire :

$$f_c = \frac{1.74 \cdot \beta}{2 \cdot \pi \cdot a} \quad (\text{II.24})$$

De même Savage (1972), quant à lui, propose la relation suivante :

$$f_c = \frac{\beta \cdot \sqrt{14.8}}{2 \cdot \pi \cdot \sqrt{S}} \quad (\text{II.25})$$

où S est la surface de la faille.

Dans le cas où l'on dispose d'un enregistrement large bande, de bonne qualité, il est possible de déterminer visuellement la fréquence coin sur le spectre du sismogramme.

* La chute de contrainte $\Delta\sigma$: Elle est liée à la taille du plan de faille, et à l'énergie libérée par le séisme (donc au moment sismique M_0). Eshelby (1957) a défini la chute de contrainte, pour une faille circulaire statique de rayon a , par :

$$\Delta\sigma = \frac{7 \cdot M_0}{16 \cdot a^3} \quad (\text{II.26})$$

Or le moment sismique peut s'exprimer en fonction du glissement moyen $\overline{\Delta u}$ sur le plan de faille :

$$M_0 = \mu \overline{\Delta u} S \quad (\text{II.27})$$

où S est la surface de faille et μ la rigidité.

$$\text{d'où l'on déduit : } \Delta\sigma = \frac{7 \cdot \pi}{16} \cdot \mu \cdot \frac{\overline{\Delta u}}{a} \quad (\text{II.28})$$

Comme pour la vitesse de rupture, la chute de contrainte est souvent supposée uniforme sur le plan de faille. Néanmoins, Irikura (1986) précise que, pour un meilleur accord dans le détail entre sismogrammes synthétique et observé, il faudrait introduire des variations spatiales de chute de contrainte le long du plan de faille, sans toutefois proposer de modèle physique.

* Le glissement sur la faille Δu : Si l'on considère une faille circulaire statique de rayon a , le glissement en un point situé à une distance r du centre s'écrit (Eshelby, 1957) :

$$\Delta u(r) = \frac{24 \cdot \Delta\sigma}{7 \cdot \pi \cdot \mu} \cdot \sqrt{a^2 - r^2} \quad (\text{II.29})$$

où $\Delta\sigma$ est la chute de contrainte et μ la rigidité.

Le glissement moyen (très souvent considéré pour toute la surface comme glissement uniforme) est donné par (Papageorgiou et Aki, 1983) :

$$\overline{\Delta u} = \frac{16 \cdot \Delta\sigma \cdot a}{7 \cdot \pi \cdot \mu} \quad (\text{II.30})$$

La figure II.7 représente la forme du glissement pour une faille circulaire statique. Là encore, Irikura (1986) suggère d'introduire des variations spatiales du glissement sur le plan de faille, pour un meilleur accord entre sismogrammes synthétique et observé.

Description de la rupture sur le plan de faille

Cet aperçu des principaux paramètres décrivant la structure de la source du séisme, concerne, de manière générale, le cas d'une faille "simple". Or, de nombreux auteurs ont proposé des modèles plus complexes, permettant de mieux décrire les hétérogénéités de la rupture le long d'un grand plan de faille. Ces hétérogénéités ont, en effet, été mises en évidence par un certain nombre d'observations. Ce sont les modèles composites, qui font

l'hypothèse d'un agrégat de sous-failles disposées sur le grand plan de faille. Celles-ci se comportent comme des barrières cassées individuellement au passage du front de rupture, agissant ainsi comme des sources secondaires. La figure II.8 (Bour, 1993) donne une représentation schématique du plan de faille pour un modèle de type composite. La figure II.9 (Irikura et Kamae, 1994) illustre les deux grands types de modèles : une fissure simple ou une source composite. On voit, en effet, que le modèle de source multiple explique mieux la complexité de l'accélérogramme observé pour les séismes forts, tandis que le modèle simple donne une forme d'onde nettement simplifiée.

Ainsi, Papageorgiou et Aki (1983) proposent de décrire la surface de faille comme un agrégat de sous-failles circulaires identiques, ce qui donne lieu à des zones de glissement localisé sur le plan de faille. Ce modèle, appelé modèle de barrières, envisage l'apparition de ruptures localisées, lors du passage du front de rupture principal. La figure II.10 illustre cette distribution de sous-failles circulaires. Selon ce modèle, il est clair qu'une partie seulement de la surface de faille casserait, à cause des barrières subsistant entre les sous-failles. Donc, pour avoir un moment sismique équivalent à celui de la grande faille, il faudrait un glissement plus grand sur chacun des sous-événements. Utilisant ce modèle, Gariel *et al.* (1991) ont montré que, dans le cas d'une faible distance entre le plan de faille et les stations, le mouvement du sol est dominé par la radiation des sous-événements les plus proches, et qu'il dépend de leur chute de contrainte, indépendamment de la magnitude du fort séisme.

Les sous-événements envisagés sur la faille peuvent être variés, comme le suggère Boatwright (1982) : soit des sous-failles, soit des aspérités, ou encore un mélange des deux ; dans chacun des cas, la propagation de la rupture se fait de manière différente (du centre vers l'extérieur de la sous-faille, ou bien l'inverse), comme indiqué sur la figure II.11. Ensuite, pour prendre en compte une rupture irrégulière sur le plan de faille, Boatwright (1982) propose une distribution approximativement self-similaire des sous-événements, de telle sorte que le nombre de sous-événements de rayon supérieur ou égal à r , sur la surface totale $A = \pi a^2$ soit proportionnel à A / r^2 . La figure II.12 montre une exemple de trois réalisations de cette distribution de sous-événements sur la plan de faille.

D'autres auteurs (Hadley et Helmberger, 1980 ; Irikura, 1983) ont proposé un modèle de source composite avec possibilité de ruptures multiples pour les mêmes sous-événements (figure II.13). Chaque point de la surface de faille est supposé casser dynamiquement plusieurs fois. Cependant, il apparaît que ce type de modèle tend à surestimer le niveau d'accélération.

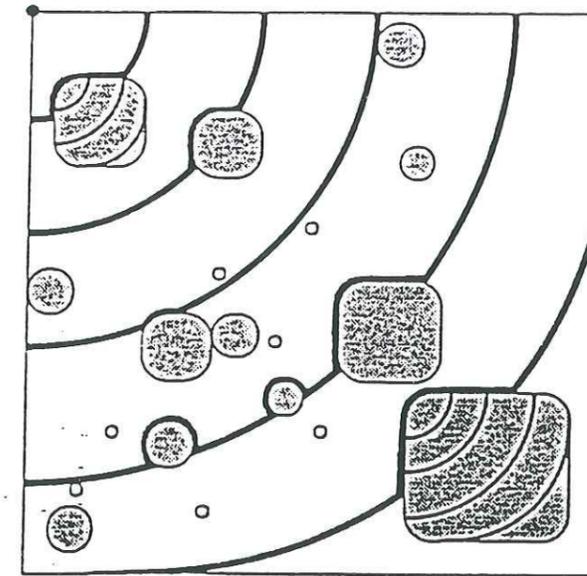


Figure II.8 : Plan de faille avec une distribution de barrières se comportant comme des sources secondaires après le passage du front de rupture (Bour, 1993).

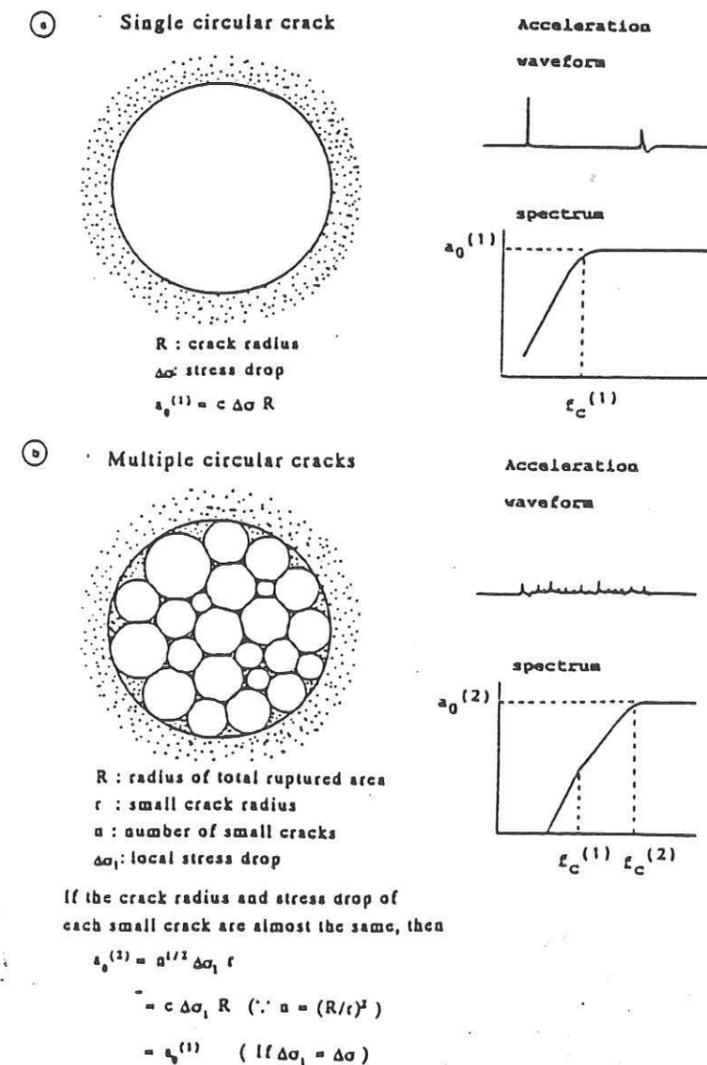


Figure II.9 : Illustration des modèles de source pour un séisme provoquant un mouvement du sol en ω^2 . Modèle de faille circulaire unique (a), et modèle multi-failles (b). Pour chacun des deux modèles, sont données l'accélération et sa forme spectrale correspondante (Irikura et Kamae, 1994).

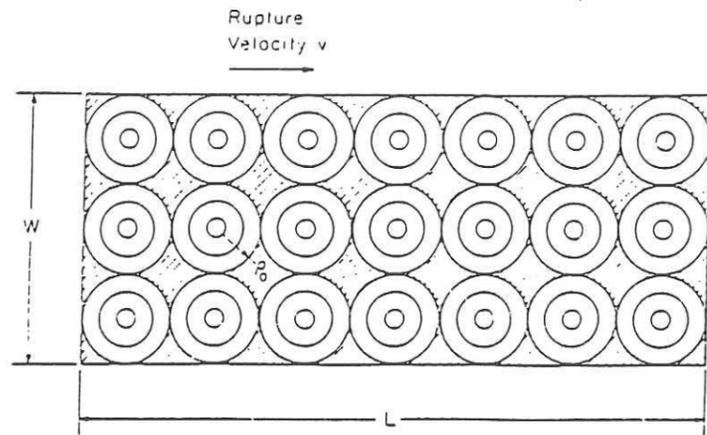


Figure II.10 : Distribution de failles circulaires sur le plan de faille, pour le modèle spécifique de barrières (agrégat de failles circulaires) (Papageorgiou et Aki, 1983).

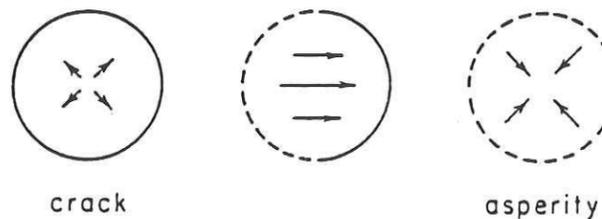


Figure II.11 : Différents comportements de rupture sur un sous-événement. Les contours pointillés et pleins indiquent les zones d'initiation et d'arrêt de la rupture, respectivement ; les flèches montrent la direction de propagation de la rupture. Le premier sous-événement correspond à une faille circulaire, le troisième à une aspérité, et le second à un mélange des deux (Boatwright, 1982).

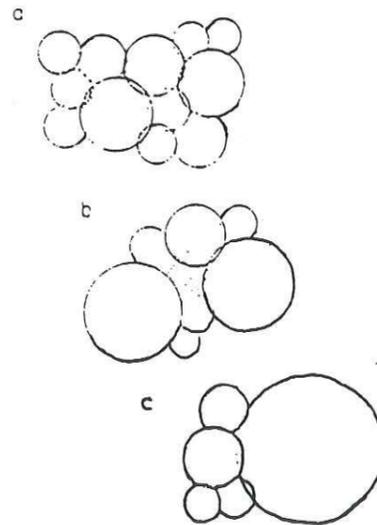


Figure II.12 : Trois distributions de sous-événements réalisées à partir du même modèle. Les sous-événements sont arrangés arbitrairement. Les contours des sous-événements sont indiqués pour montrer les zones d'initiation et d'arrêt de la rupture. Les zones de barrières non cassées à la fin de la rupture sont indiquées par des hachures, pour montrer le relâchement de contrainte pour chaque cas de rupture (Boatwright, 1982).

Est venue ensuite l'idée d'utiliser des modèles où le plan de faille est décrit par une distribution fractale de sous-événements. Frankel (1991) suggère, par exemple, l'utilisation d'un modèle dans lequel chaque sous-événement est lui-même considéré comme un agrégat de sous-événements plus petits, comme indiqué sur la figure II.14. La distribution des sous-événements est donnée par la relation :

$$N(R) \propto \int_R^{R_{\max}} R_{\text{sub}}^{-D-1} \cdot dR_{\text{sub}} \quad (\text{II.31})$$

Plusieurs niveaux de sous-événements étant impliqués, le glissement et la contrainte sur le plan de faille principal prennent des formes quelque peu complexes, schématisées sur la figure II.15.

Irikura et Kamae (1994) introduisent un modèle fractal de faille composite, avec une distribution self-similaire de sous-événements de différente taille. Le but de ce modèle est de permettre de diminuer les déficits d'amplitude spectrale fréquemment observés dans la bande de fréquence intermédiaire sur les simulations (Joyner et Boore, 1986). L'idée de cette distribution de sous-événements est identique à celle qui conduit au modèle de source de Boatwright (1982) ainsi qu'au modèle de source fractal de Frankel (1991) évoqués plus haut. La figure II.16 présente la répartition des sous-événements de différentes tailles sur le plan de faille. La rupture se propage sur la faille par cassure de barrières entre les petites fissures. Plusieurs petites fissures peuvent éventuellement grandir et se transformer en une fissure de taille supérieure. Les hypothèses faites par Irikura et Kamae (1994) pour l'utilisation de ce modèle sont :

- la distribution des sous-événements est self-similaire ;
- la dimension fractale de la distribution des sous-événements est 2 ;
- le nombre $N(x)$ de fissures de taille supérieure ou égale à x sur la faille de taille L^2 est donc proportionnel à L^2 / x^2 ;
- il n'y a pas de recouvrement des sous-événements les uns sur les autres ;
- la somme des surfaces des sous-événements est égale à la surface de faille du fort séisme.

La figure II.17 montre de façon schématique le processus de rupture dans un tel modèle de source. Le moment sismique total de l'événement simulé s'écrit :

$$M_0^T = (L/l_{\min})^3 \cdot m_0 \quad (\text{II.32})$$

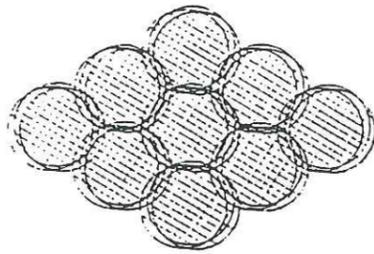


Figure II.13 : Réalisation schématique du modèle à ruptures multiples de Hadley et Helmberger (1980) et Irikura (1983). Chaque point de la surface de faille est supposé casser trois fois (Boatwright, 1988).

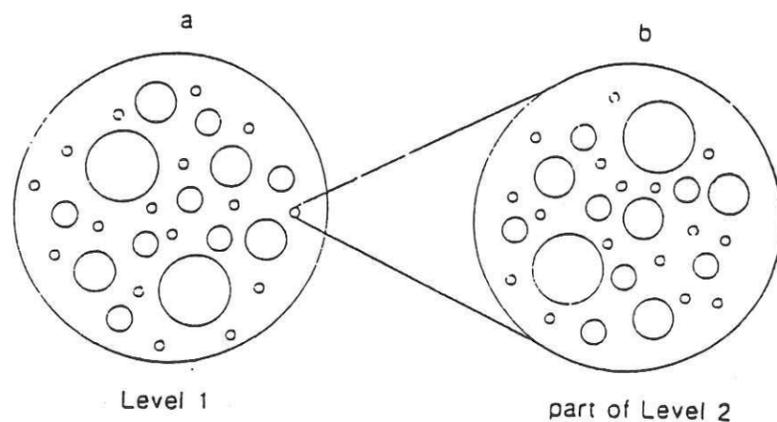


Figure II.14 : (a) Une exemple simplifié d'un modèle de rupture avec une distribution de sous-événements continue self-similaire. Les zones de rupture des sous-événements sont montrées par des cercles de tailles différentes. Le cercle le plus extérieur représente la surface de rupture du choc principal. Les zones de rupture montrées sur la Figure (a) sont les sous-événements de niveau 1. Un agrandissement de l'un des sous-événements (b) montre qu'il contient sa propre distribution self-similaire de sous-événements (niveau 2) (Frankel, 1991).

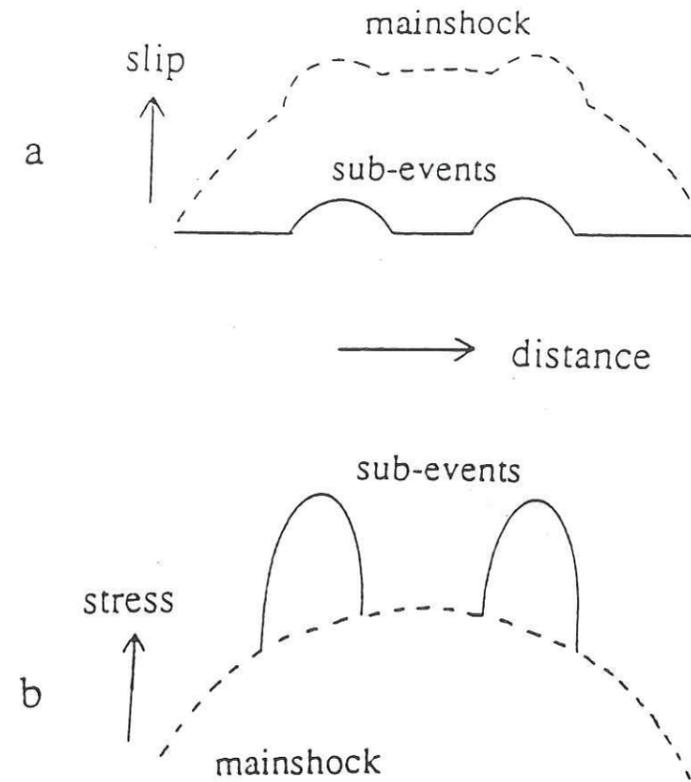


Figure II.15 : Glissement (a) et chute de contrainte (b) sur la faille en fonction de la distance. (a) la ligne pointillée correspond au glissement du choc principal qui contient deux sous-événements de niveau 1. La ligne en trait plein est le glissement pour les deux sous-événements. (b) La ligne en trait plein est la contrainte initiale des sous-événements. La ligne pointillée est le relâchement de contrainte durant le choc principal (Frankel, 1991).



Figure II.16 : Distribution self-similaire de sous-événements, composée de trois différentes tailles de sous-événements (Irikura et Kamae, 1994).

Et comme $(L/l_{\min})^3$ est égal au rapport des moments entre le séisme cible et le plus petit sous-événement, le mouvement simulé correspond bien à un moment égal à celui du séisme cible.

De même, Zeng *et al.* (1994) ont proposé un modèle de source composite basé sur une distribution fractale de sous-événements, disposés aléatoirement sur le plan de faille. La distribution des tailles de sous-événements est self-similaire, et les sous-événements peuvent se chevaucher les uns les autres comme indiqué sur la figure II.18 ; ce qui donne une surface totale des sous-événements supérieure à la taille de la faille principale. Nous détaillerons la description de ce modèle dans le chapitre II.2.1, car c'est celui sur lequel se fonde la méthode de simulation que nous proposons ici. Nous verrons ainsi que l'avantage d'un tel modèle, outre sa simplicité d'utilisation, est d'être décrit par des paramètres contraints par des phénomènes physiques.

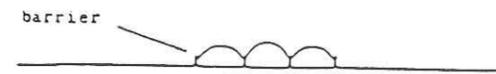
En utilisant une approche radicalement différente, Herrero et Bernard (1994) ont proposé de décrire la rupture sur la faille comme un processus self-similaire avec un modèle tel que l'amplitude du spectre spatial du glissement sur la plan de faille décroît comme le carré du nombre d'onde k :

$$\Delta \tilde{u}(k) = C \cdot \frac{\Delta \sigma \cdot L}{\mu \cdot k^2} \quad (\text{II.33})$$

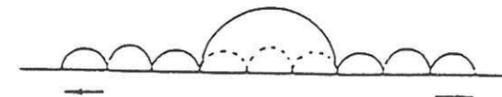
où $\Delta \sigma$ est la chute de contrainte moyenne, μ la rigidité, L la dimension de la faille et C une constante adimensionnelle voisine de 1.

La figure II.19 montre un exemple de distribution de glissement sur le plan de faille, obtenue avec ce modèle. Dans la première version, la rupture se propage sur le plan de faille à vitesse constante et le glissement en chaque point atteint instantanément sa valeur finale, ce qui constitue une hypothèse très forte. Par la suite, Bernard et Herrero (1994) ont introduit un caractère aléatoire de la rupture, en ajoutant des ruptures à petite échelle dans toutes les directions, dans la bande de glissement sur la faille, comme indiqué sur la figure II.20. Toujours en utilisant le modèle cinématique en k^{-2} , Bernard *et al.* (1996) ont étudié les effets de directivité liés à une rupture hétérogène pour un temps de montée proportionnel à la longueur d'onde, et une vitesse de rupture variable (figure II.21). Ils mettent ainsi en évidence une dépendance en fréquence de l'effet de directivité dans la direction de la rupture.

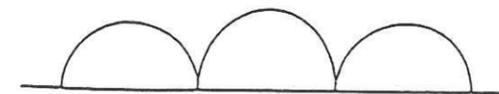
1st stage: Small cracks are generated, and each crack stops at barriers.



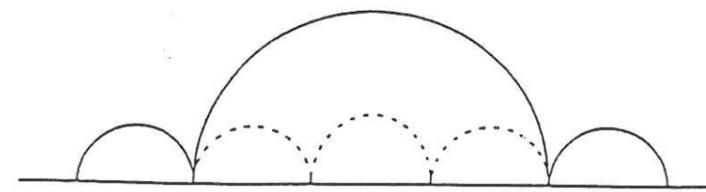
2nd stage: Barriers between cracks are broken, generating larger cracks.



3rd stage: A larger crack sequence is generated, combining small cracks.



4th stage: Similar processes are going on all along the fault, increasing the size of cracks.



5th stage: Eventually, barriers inside the fault plane of the mainshock are all broken, producing a large crack.

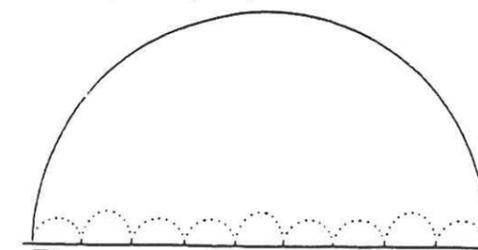


Figure II.17 : Explication schématique du processus de rupture sur la source d'un grand séisme (Irikura et Kamae, 1994).

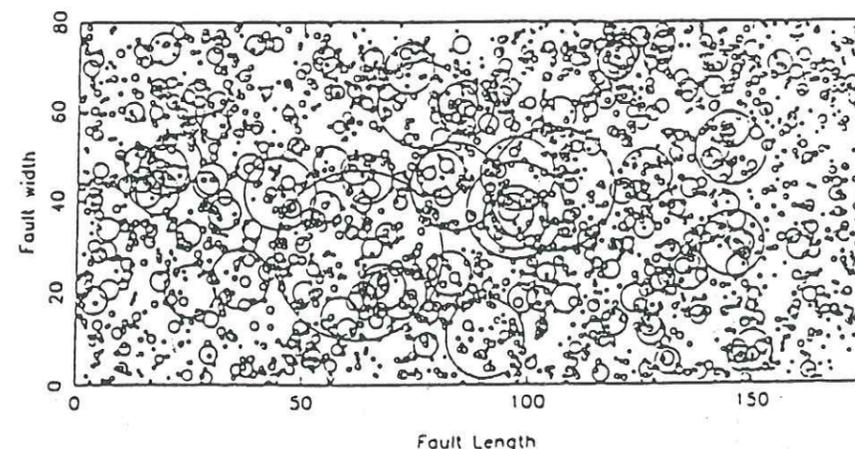


Figure II.18 : Distribution spatiale de 10% des sous-événements sur la faille, pour une simulation (Zeng *et al.*, 1994).

D'autre part, Campillo *et al.* (1989) examinent deux modèles de source différents, pour simuler de grand séisme de Michoacan, Mexique, 1985. La figure II.22 présente ces deux sources de type dislocation et de type fissure. C'est le second modèle qui permet une meilleure modélisation du séisme observé. Pour mieux rendre compte de la complexité de l'enregistrement réel, Campillo *et al.* (1989) proposent un modèle de fissure self-similaire avec une vitesse de rupture variable. Dans ce modèle, la complexité du mouvement du sol est due entièrement à la cinématique du front de rupture, tandis que la distribution du glissement final sur la faille reste le même que pour la fissure initiale.

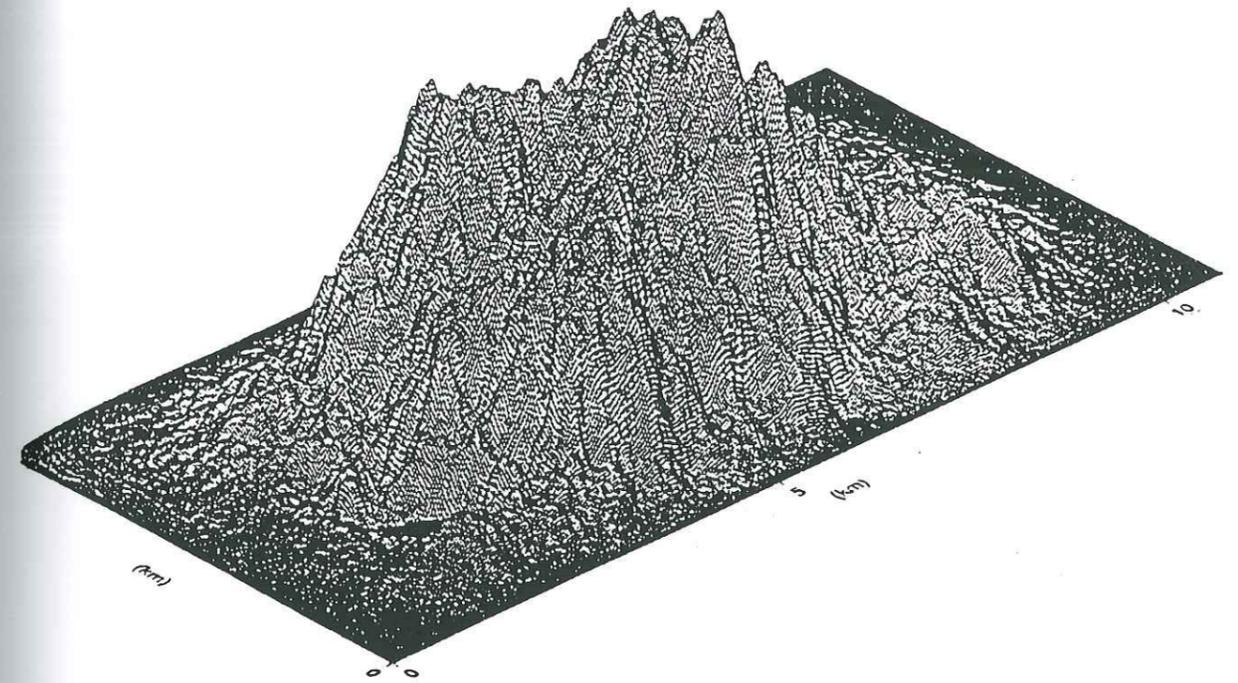


Figure II.19 : Exemple de distribution de glissement satisfaisant le modèle en k^{-2} . La distribution de glissement est apodisée sur les bords de la faille et les valeurs négatives sont mises à zéro. La phase est calculée de manière à concentrer le maximum du glissement au centre de la faille, et pour les grands nombres d'onde, celle-ci est stochastique (Herrero et Bernard, 1994).

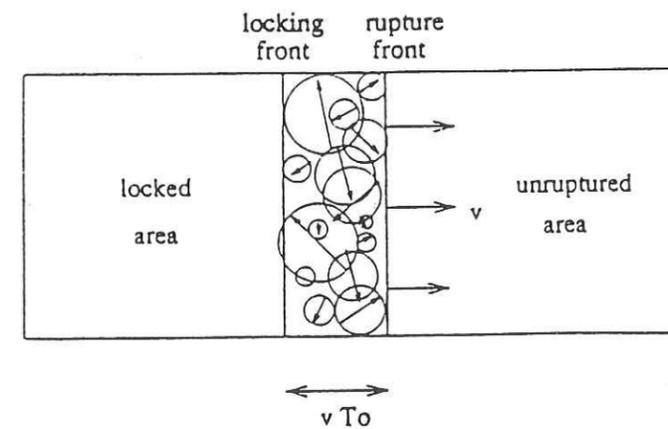


Figure II.20 : Dépendance en fréquence de la directivité. Introduction d'un caractère aléatoire dans la direction de rupture des sous-événements dans la bande de glissement (Bernard et Herrero, 1994).

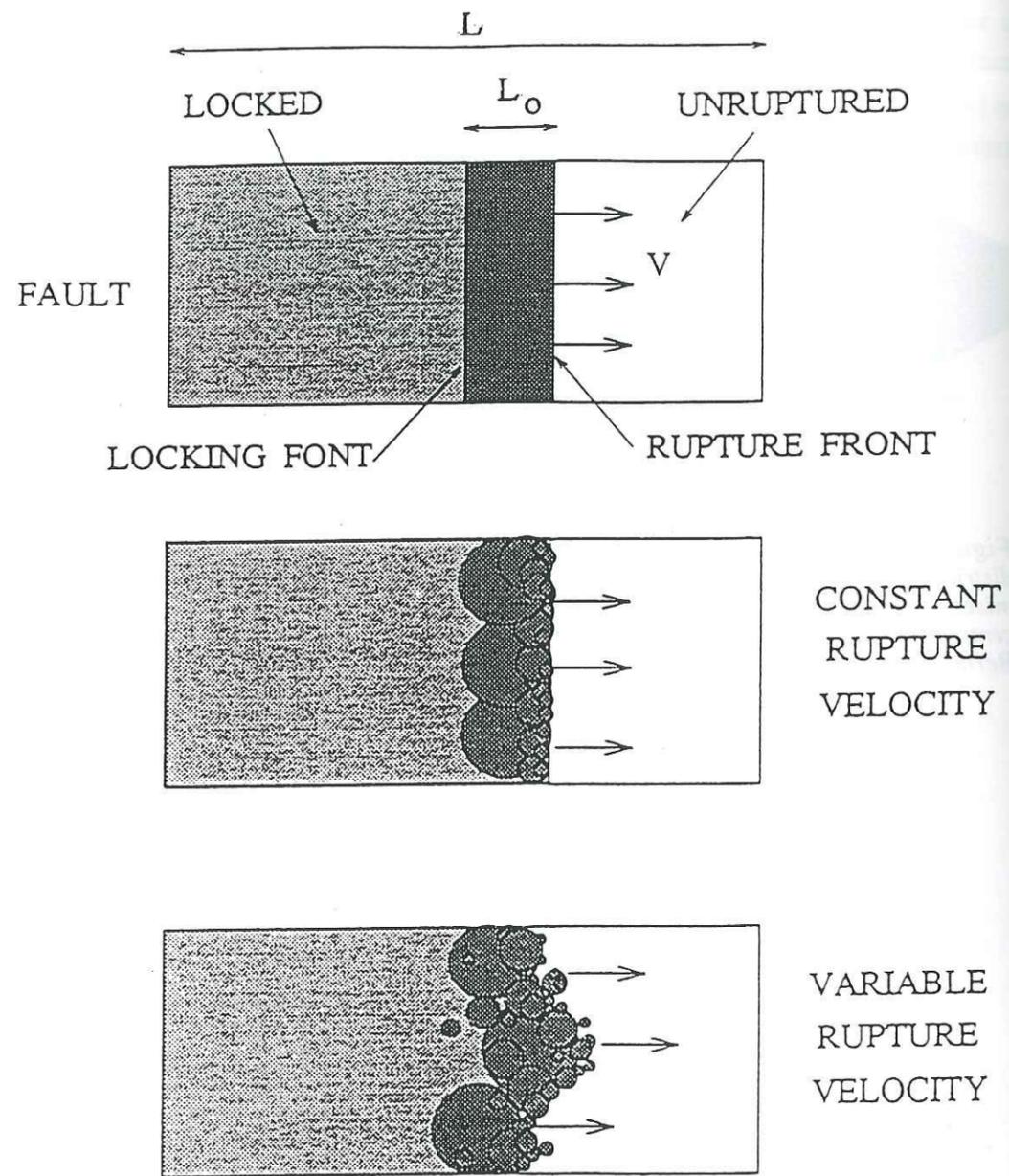


Figure II.21 : Haut : temps de montée et vitesse de rupture constants ; milieu : temps de montée dépendant de la taille des sous-événements et vitesse de rupture constante ; bas : temps de montée dépendant de la taille des sous-événements et vitesse de rupture variable (Bernard et al., 1996).

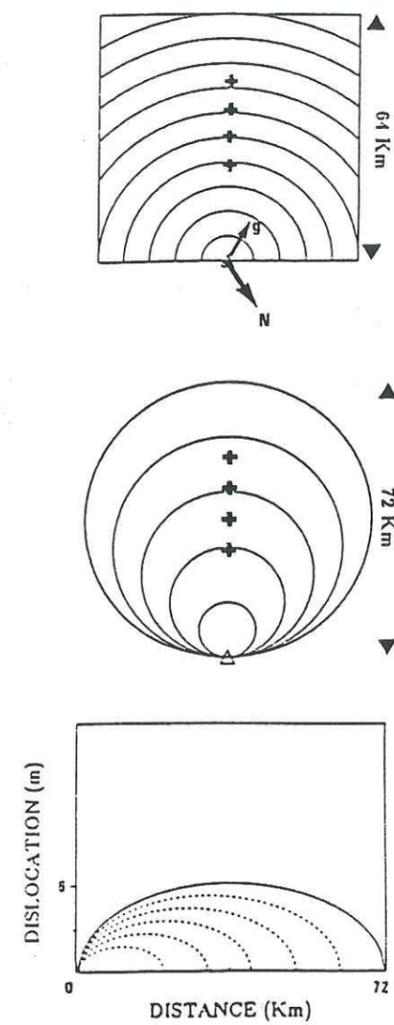


Figure II.22 : Haut : Modèle de dislocation, N et g désignent respectivement le Nord et la direction de glissement sur la faille. Les lignes indiquent la position du front de rupture à intervalles de temps réguliers. Les croix sont les positions des récepteurs. Milieu : identique à la Figure du haut, mais pour le modèle de fissure. La surface de la faille est la même dans les deux cas. Bas : croissance d'une fissure asymétrique. Les lignes indiquent le glissement sur la faille à intervalles de temps réguliers (Campillo et al., 1989).

II.1.3 Somme de fonctions de Green

Fonctions de Green empiriques

La méthode des fonctions de Green empiriques a été rapidement utilisée par de nombreux auteurs qui ont chacun apporté leur contribution à son amélioration, et permis de mettre en évidence quelques problèmes, parfois sérieux, liés à son utilisation.

C'est Irikura (1983) qui a explicité la méthode, dans le cadre de l'approximation de champ lointain, à partir de la loi de similitude entre les séismes et du modèle cinématique de source de Haskell (1964). Comme nous l'avons vu, l'utilisation de cette méthode nécessite néanmoins de définir le processus de la rupture sur le grand plan de faille, afin d'effectuer la somme des fonctions de Green de manière adaptée.

Irikura (1983) considère que les glissements sur le plan de faille pendant le choc principal peuvent être décrits par une distribution spatiale des glissements élémentaires liés à de petits événements, distribués dans le plan de faille. Celui-ci est donc découpé en sous-éléments dont la taille correspond à celle du petit événement considéré. Etant placé dans l'approximation de champ lointain, on considère que tous les sous-événements ont le même mécanisme au foyer. Pour que cette approximation soit valable, Irikura (1983) précise qu'il faut respecter l'inégalité suivante entre la distance source-récepteur d et la taille du sous-événement l_e :

$$l_e^2 \ll \lambda \cdot (d/2) \quad (\text{II.34})$$

λ étant la longueur d'onde.

De plus, l'approximation de champ lointain conduit à une limite basse fréquence de validité de la méthode, donnée par :

$$\lambda \ll d \Leftrightarrow f > f_{\min} = \frac{\beta}{d} \quad (\text{II.35})$$

Irikura (1983) a montré une faible influence de la vitesse de rupture (tant qu'elle varie dans certaines limites) sur la forme d'onde des sismogrammes synthétiques. D'autre part, il suggère d'utiliser des petits événements dont la taille correspond à :

(taille du petit événement) \sim (temps de montée du choc principal) \cdot (vitesse de rupture)

Ceci dans le but d'une meilleure simulation du mouvement haute fréquence, car dans ce cas, le mouvement simulé contient les constituants haute fréquence provenant des caractéristiques de la source des petits événements.

La validation de la méthode des fonctions de Green empiriques a été effectuée en utilisant des répliques de gros séismes ayant effectivement eu lieu. Ceci permet de comparer les résultats des simulations avec l'enregistrement réel. Mais, dans de nombreux cas, les auteurs ont également profité de cette opportunité pour effectuer un ajustement des paramètres de la source, de manière à obtenir le meilleur accord entre sismogrammes synthétique et observé. Sur un exemple de séisme survenu au Japon en 1983, Irikura (1986) procède à un ajustement du point de nucléation de la rupture sur la faille, du temps de montée et de la vitesse de rupture, pour simuler un magnitude 6.1, à partir d'un magnitude 5. Dans le cas de cette étude, Irikura (1986) a utilisé une vitesse de rupture et une chute de contrainte uniformes sur le plan de faille. Mais il précise que pour un meilleur accord entre les données et la simulation, il faudrait introduire des variations spatiales de glissement et de chute de contrainte sur le plan de faille. De même, il utilise un temps de montée constant, identique pour chaque sous-événement, en indiquant qu'il faudrait définir un temps de montée qui soit fonction de la position de chacun d'eux sur la plan de faille. Ceci permettrait d'éviter que fréquence coin soit inférieure à celle du mouvement théorique. La formule de base de somme des fonctions de Green proposée par Irikura est la suivante :

$$U(x,t) = \sum_{i=1}^l \sum_{j=1}^m \sum_{k=1}^n \frac{F_{ij}}{F_0} \cdot \frac{r_0}{r_{ij}} \cdot u(x_0, t - t_{\xi} - t_d) \quad (\text{II.36})$$

avec : F et r étant respectivement les coefficients de radiation et les distances totales du point (i,j) et du sous-événements ; t_{ξ} et t_d les temps de propagation de la rupture et des ondes jusqu'au récepteur, et le temps de montée.

L'hypothèse de chute de contrainte constante entre le petit et le gros événements n'est pas toujours vérifiée dans la pratique. Irikura (1986) propose donc une correction pour prendre en compte cette différence. Elle consiste à multiplier l'amplitude du petit événement par le rapport $\Delta\sigma / \Delta\sigma_e$ avant de l'utiliser comme fonction de Green empirique ($\Delta\sigma$ et $\Delta\sigma_e$ sont les chutes de contrainte pour le gros et le petit séisme respectivement).

Kamae *et al.* (1990) suggèrent de corriger les fonctions de Green empiriques de manière à prendre en compte :

- la différence de chute de contrainte entre les fonctions de Green empiriques et le séisme cible (comme indiqué ci-dessus selon Irikura, 1986) ;
- les effets d'atténuation du sol (non détaillé dans Kamae *et al.*, 1990) ;
- la coupure haute fréquence du spectre d'accélération (f_{\max}), en utilisant une relation empirique entre f_{\max} et le moment sismique déterminée d'après 13 séismes enregistrés sur site rocheux ;
- la différence de diagramme de radiation entre le fort et le faible séismes, dépendant de la position sur le plan de faille. Cette correction est faite en utilisant des diagrammes de radiation empiriques en fonction de la fréquence.

Joyner et Boore (1986) suggèrent, simplement sur le plan théorique, une sommation aléatoire de sous-événements, en utilisant les lois d'échelle entre les séismes pour contraindre la méthode de sommation, dans l'approximation de champ lointain. Il s'agit de sommer des sous-événements identiques avec un temps origine aléatoire pendant toute la durée de la source T, les formes d'ondes étant multipliées par un facteur d'échelle. L'instant origine est de plus en plus tardif à mesure que l'on s'éloigne du point de nucléation, ceci pour simuler la propagation irrégulière d'un front de rupture cohérent.

L'un des problèmes liés à l'utilisation de la méthode des fonctions de Green empiriques est la détermination des paramètres de la source. Wennerberg (1990) propose donc un modèle qui nécessite la connaissance d'un minimum de paramètres physiques : le moment et la fréquence coin (ou seulement le moment dans l'hypothèse de chute de contrainte constante). Etant donné la difficulté de prédire dans le détail la complexité de la rupture sur la faille, il utilise une sommation stochastique, avec des délais temporels aléatoires, d'une fonction de Green empirique unique. Le spectre du mouvement ainsi simulé est donné par :

$$R_0(\omega)^2 = k^2 \eta R_e(\omega)^2 \cdot (1 + (\eta - 1) \cdot P(\omega)^2) \quad (\text{II.37})$$

avec : R_e , spectre du petit événement ; k, facteur d'échelle ; η , nombre de sous-événements identiques à sommer et P, spectre de la distribution des délais temporels.

D'autre part, Ordaz *et al.* (1995) ont montré que l'utilisation d'une distribution uniforme des délais temporels sur la durée de la rupture du séisme cible (Joyner et Boore, 1986) provoque une déficience dans le spectre autour de la fréquence coin. Par contre,

l'utilisation d'une distribution aléatoire des délais (Wennerberg, 1990) permet d'éviter cet inconvénient. Le spectre du signal simulé ainsi est donné par :

$$A_e(\omega) = A_s(\omega) \cdot \sum_{j=1}^N e^{-i\omega t_j} \quad (\text{II.38})$$

avec : N, nombre de sous-événements ; A_s , spectre du sous-événement j ; t_j , temps de début de la rupture du sous-événement j.

De manière disposer d'une meilleure description d'un grand plan de faille, Tumarkin et Archuleta (1994) proposent d'exploiter toutes les fonctions de Green empiriques disponibles, au lieu d'un enregistrement unique, comme dans la plupart des cas. La source est ainsi décrite comme un agrégat de petits sous-événements enregistrés (figure II.23). Les effets de directivité sur le grand plan de faille, sont pris en compte en ajustant la durée apparente de la source en chaque point. Ce modèle est caractérisé uniquement par une distribution non uniforme des temps de rupture des sous-événements ; la nucléation et la propagation de la rupture ou d'éventuelles aspérités ne sont pas prises en compte. Il va de soi que cette méthode ne peut être utilisée que si l'on dispose d'une bonne couverture de la surface de faille par des répliques correctement enregistrées. La sommation des j sous-événements U_j enregistrés s'écrit alors :

$$U_0(t) = \sum_j \sigma_j U_j(t - \tau_j) \quad (\text{II.39})$$

où τ_j et σ_j sont le temps de rupture et un facteur d'échelle, pour le sous-événement j.

Sous l'hypothèse d'une chute de contrainte constante, Frankel (1995) utilise un modèle de faille avec des sous-événements sans chevauchement décrits par une fonction de Green empirique. La figure II.24 présente de manière schématique cette technique. La sommation des sous-événements est effectuée avec des temps aléatoires, de manière à prendre en compte le caractère aléatoire de la propagation de la rupture, et pour éliminer la périodicité artificielle due à la taille des cellules, qui apparaît sur les simulations. La sommation du petit événement s'écrit alors :

$$U(x, t) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{R_0}{R_i} \right) \cdot \left(\frac{\Delta \sigma_i}{\Delta \sigma_{\text{small}}} \right) \cdot g(t - t_{si} - t_{ri}) \quad (\text{II.40})$$

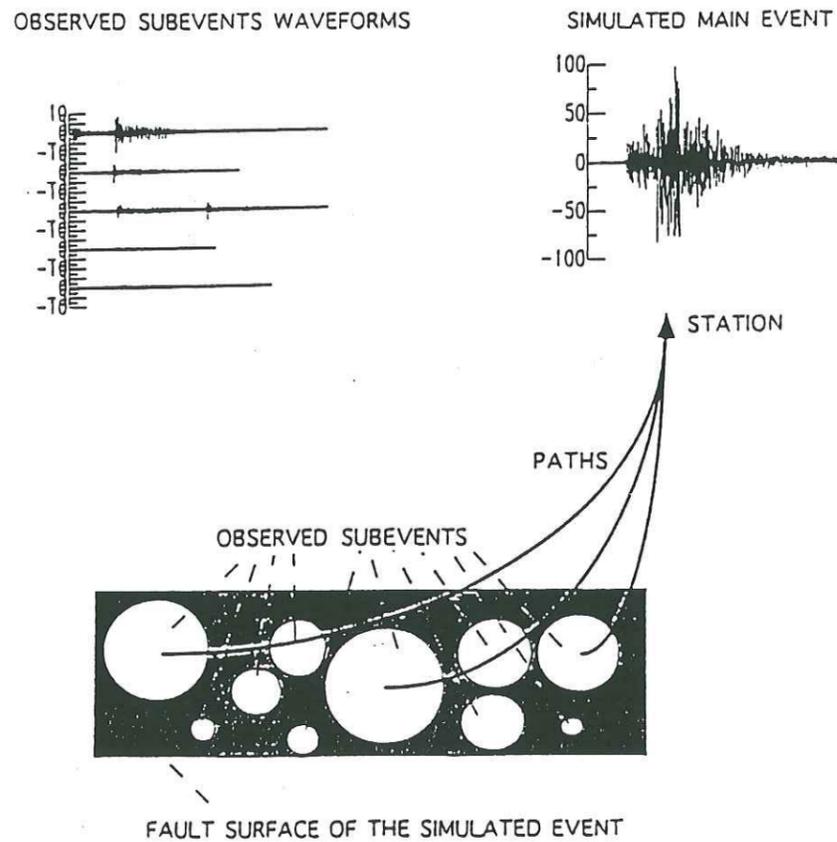


Figure II.23 : Diagramme schématique d'une simulation de mouvement fort utilisant plusieurs fonctions de Green empiriques. Composantes NS du mouvement observé pour 5 répliques (en haut à gauche) et pour le choc principal (en haut à droite) (Tumarkin et Archuleta, 1994).

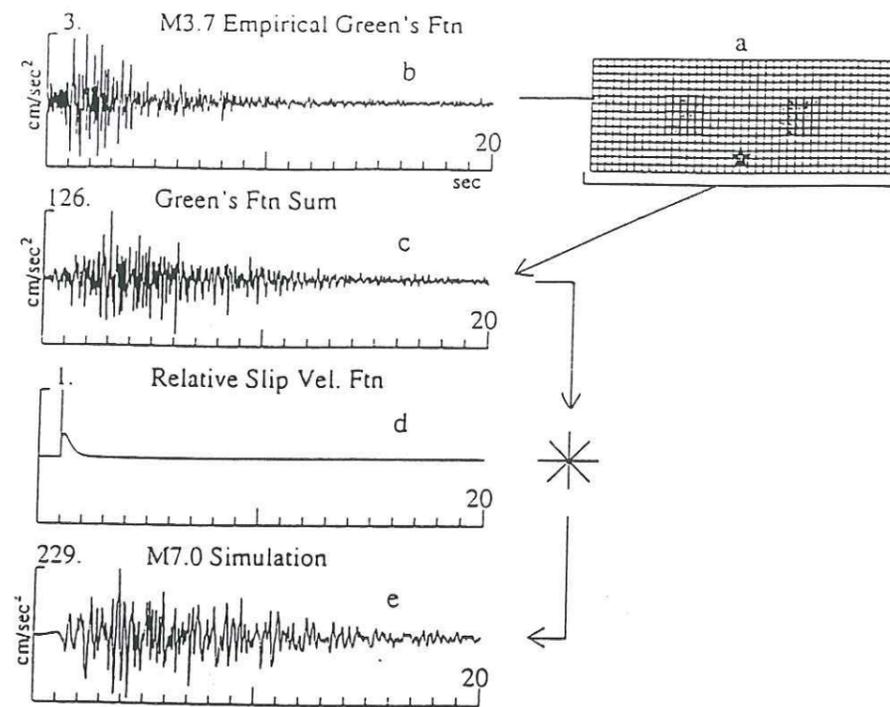


Figure II.24 : Procédure de simulation du choc principal. (a) Modèle de faille utilisé. Les zones ombrées sont des aspérités et l'étoile donne l'hypocentre. (b) Fonction de Green empirique utilisée. (c) Somme des fonctions de Green décalées en temps. (d) Fonction de vitesse de glissement relatif. (e) Simulation de choc principal résultant de la convolution entre la somme des fonctions de Green empiriques et la fonction de vitesse de glissement relatif (Frankel, 1995).

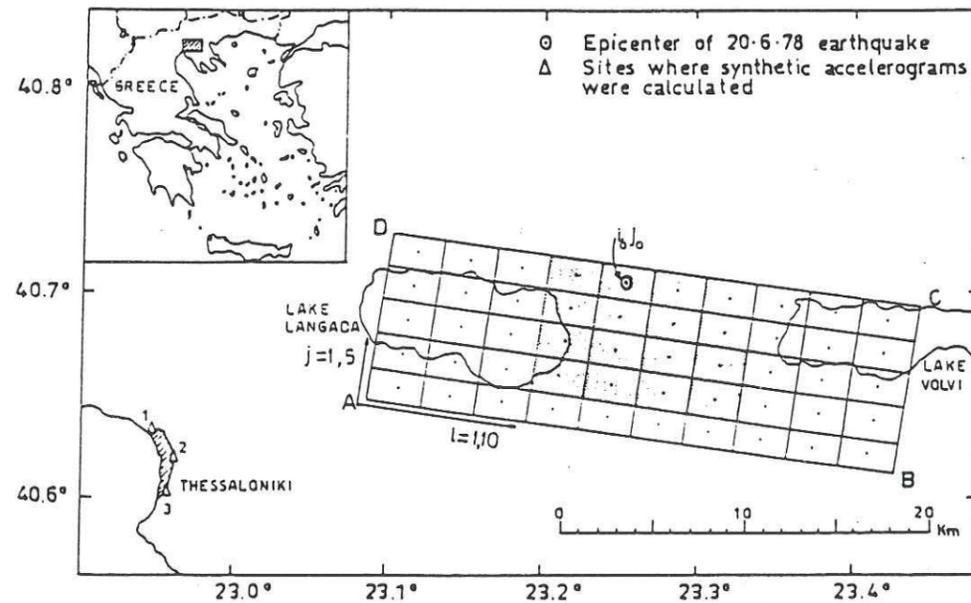


Figure II.25 : Projection du plan de faille en surface, pour le séisme de Thessalonique de 1978, et sa subdivision en 50 sous-failles. Le moment est distribué préférentiellement au centre de la faille (zone ombrée), avec un glissement uniforme (Theodulidis et Bard, 1995).

avec : $g(t)$, enregistrement du petit séisme ; N , nombre de sous-événements, qui est égal au rapport entre les surface de rupture du gros et du petit événements ; t_{si} est le temps de trajet des ondes S du sous-événement i au récepteur ; t_{pi} est le temps de propagation de la rupture de l'hypocentre au centre du sous-événement i .

Fonctions de Green théoriques

La méthode des fonctions de Green empiriques est assez séduisante puisque, comme nous l'avons vu, l'enregistrement de petits séismes contient déjà les informations de propagation source-récepteur ainsi que les effets de site locaux. Cependant, il arrive très souvent que l'on ne dispose pas d'enregistrements de qualité pouvant être utilisés comme fonctions de Green empiriques. C'est le cas par exemple dans les régions où la sismicité est faible à modérée. C'est aussi le cas, bien sûr, dans des zones peu instrumentées pour des raisons économiques. Enfin, ceci est également vrai dans le cas des milieux urbains auxquels nous nous intéressons plus particulièrement ici, et où, étant donné le fort niveau de bruit ambiant, il est très difficile d'enregistrer correctement de petits séismes. Pour ces raisons, certains auteurs ont proposé d'utiliser des fonctions de Green théoriques au lieu d'enregistrements de vrais séismes. Le principe de base de la méthode reste inchangé, par contre, les effets de site sont, dans ce cas, assez mal pris en compte. En effet, les programmes de simulation utilisés pour le calcul des fonctions de Green théoriques se placent bien souvent dans le cas de structures géologiques en couches planes, homogènes, infinies, ce qui bien sûr est une approche très simplifiée. Par conséquent l'utilisation de fonctions de Green théoriques nécessite une connaissance ou une estimation de la structure géologique simplifiée du site étudié.

Dans le cas où aucun enregistrement de fonctions de Green empiriques n'est disponible, Kamae et Irikura (1992) ont proposé d'utiliser des petits événements simulés de manière stochastique (Boore, 1983), en incorporant les effets de propagation et les effets de site, utilisant des relations empiriques pour estimer les facteurs d'atténuation.

Cependant, Liu et Helmberger (1985) avaient montré que les mouvements du sol observés et théoriques étaient différents à haute fréquence, à cause des effets de dispersion dus à des milieux de propagation hétérogènes.

Zeng *et al.* (1994) et Yu *et al.* (1995) utilisent également des fonctions de Green théoriques, qui sont sommées sur l'ensemble du plan de faille, décrit par un modèle de source composite formé d'un agrégat de sous-événements.

Theodulidis et Bard (1995) proposent une méthode hybride, dans laquelle la taille des sous-événements est déterminée avec la méthode des fonctions de Green empiriques, par comparaison avec l'enregistrement réel du séisme cible. Puis, le découpage de la faille étant ainsi réalisé (figure II.25), ils calculent les fonctions de Green théoriques pour chaque sous-faille considérée comme une source ponctuelle, et les somment pour simuler le fort séisme. La magnitude de moment du gros événement est distribuée sur les points sources, avec un glissement soit uniforme, soit non uniforme, déterminé d'après l'activité post sismique et d'après les traces de faille en surface.

Hutchings *et al.* (1996) proposent l'utilisation d'un mélange de fonctions de Green empiriques et théoriques. En effet, ils considèrent des fonctions de Green théoriques dans la bande de fréquence de 0.05 à 0.5 Hz, dans laquelle l'énergie des fonctions de Green empiriques est beaucoup trop faible ; et ils utilisent des fonctions de Green empiriques entre 0.5 et 5 Hz pour prendre en compte les hétérogénéités géologiques qui sont difficiles à modéliser.

Problèmes liés à l'utilisation de la méthode

L'ensemble des études et des applications réalisées par de nombreux auteurs avec la méthode des fonctions de Green empiriques a permis de mettre en évidence un certain nombre de problèmes liés à son utilisation.

Dans de nombreux cas, cette méthode n'est applicable qu'en situation de champ lointain, comme le précisent Joyner et Boore (1986). Bour (1993) signale également que la méthode n'est utilisable que dans le cas d'une distance épiscoptrale supérieure à la dimension de la faille, si l'on veut pouvoir considérer que les effets de propagation ne changent pas significativement d'un bout à l'autre de la faille (utilisation d'une fonction de Green unique sur tout le plan de faille). Ceci pose le problème de la possibilité de simulation en champ proche en utilisant la méthode des fonctions de Green empiriques.

D'autre part, Riepl *et al.* (1993) ont effectué des tests théoriques portant sur cette méthode, en simulant des fonctions de Green par la technique des nombres d'onde discrets (Bouchon, 1981) pour différentes configurations source-récepteur. Ils ont ainsi mis en évidence des variations d'amplitude en $r^{-1.5}$ avec la distance épiscoptrale, ainsi qu'une grande sensibilité à la profondeur de la source, à faible distance, comme à plusieurs dizaines de kilomètres. Ceci indique d'importantes variations d'amplitude peuvent être observées selon

Anderson Dam Downstream

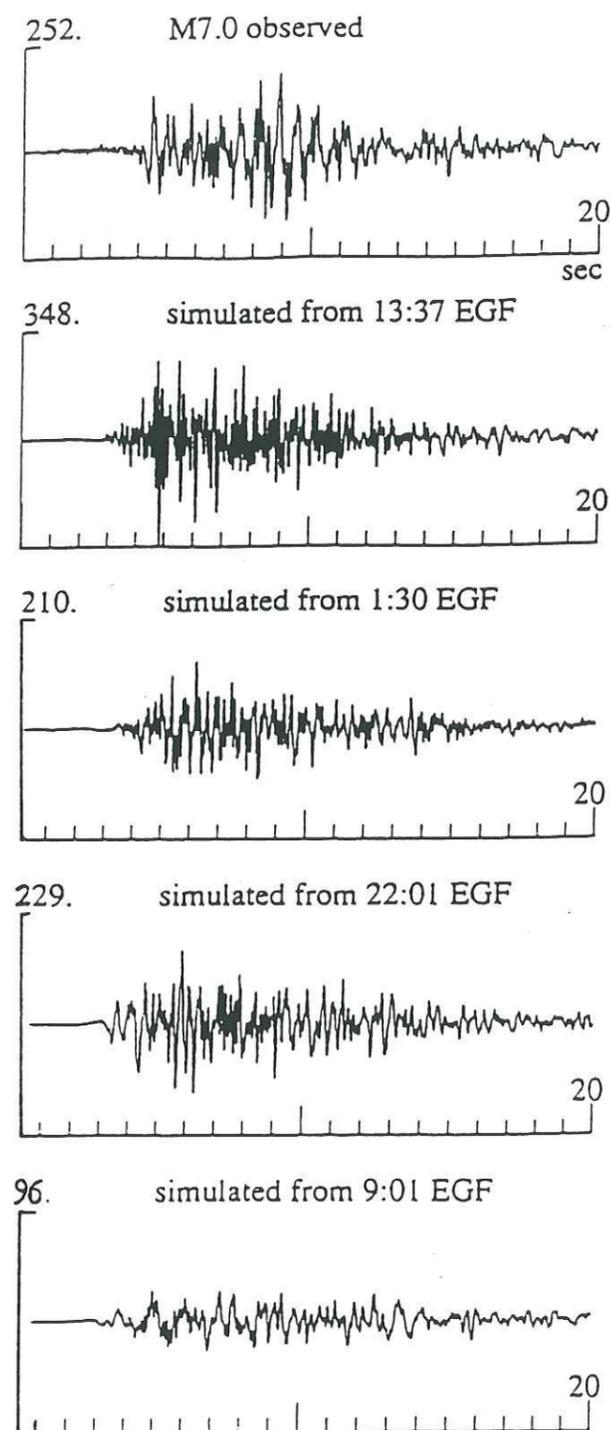


Figure II.26 : Mouvement observé (en haut) et simulations utilisant différentes fonctions de Green empiriques (répliques de magnitude variant de 3.7 à 4). Même échelle verticale, la valeur indiquée donne l'accélération maximale en cm/s^2 (Frankel, 1995).

la position du petit séisme qui est choisi comme fonction de Green empirique. Ce résultat théorique a été confirmé par des données utilisées par Frankel (1995). Il utilise en effet différentes répliques pour modéliser le séisme de Loma Prieta. La figure II.26 met bien en évidence le fait que, selon la réplique utilisée comme fonction de Green empirique, le résultat de la simulation présente une amplitude très différente.

Kamae *et al.* (1990) insistent également sur la difficulté d'estimer les paramètres de la source du séisme cible. Par exemple, la taille et la géométrie de la faille peuvent être déterminées à partir de données géologiques : le moment sismique, le temps de montée et la vitesse de rupture peuvent l'être à partir de relations empiriques existantes. Ceci nécessite que celles-ci soient spécifiques au site considéré. D'ailleurs, Irikura et Kamae (1994) précisent que la méthode des fonctions de Green empiriques donne de bons résultats dans la mesure où le processus de rupture sur la faille est bien connu, ce qui pose le problème de l'utilisation de cette technique pour des simulations a priori lorsque l'on ne connaît pas ces informations. Enfin, Bour (1993) a aussi mis en évidence des variations d'un facteur 2 à 10 de l'accélération simulée, selon le sens de propagation et la vitesse de la rupture sur le plan de faille. La figure II.27 montre ces variations.

D'autre part, Joyner et Boore (1986) et Irikura et Kamae (1994) ont mis en évidence, dans le cas d'un modèle de source de type Haskell (1964), des différences d'amplitude spectrale dans la bande de fréquence intermédiaire selon la valeur du rapport des moments sismiques entre le petit et le gros événement. Une déficience d'amplitude apparaît en effet si l'on augmente trop le rapport M_0 / m_0 . Ce problème est mis en évidence sur l'exemple de la figure II.28.

Joyner et Boore (1986) soulignent également le fait que la fréquence coin du petit événement doit être supérieure à la fréquence maximale considérée pour la simulation. En effet, dans ce cas, l'enregistrement du petit événement est une vraie réponse impulsionnelle, et le spectre du mouvement simulé dépend de la distribution des sous-événements sur le plan de faille, en distance et en temps.

Enfin, étant donnée la difficulté rencontrée pour estimer correctement le processus de rupture sur une faille, Hutchings *et al.* (1996) ont procédé à une étude paramétrique de la méthode des fonctions de Green. Pour cela, ils ne fixent pas les paramètres de rupture, mais les font varier aléatoirement dans des limites physiquement raisonnables, déterminées indépendamment. Ils procèdent à 100 simulations d'un séisme de magnitude 7.25, en faisant varier les paramètres suivants : position de l'hypocentre, vitesse de rupture, vecteur glissement, position des aspérités, etc. Seuls le moment sismique et la géométrie de la faille

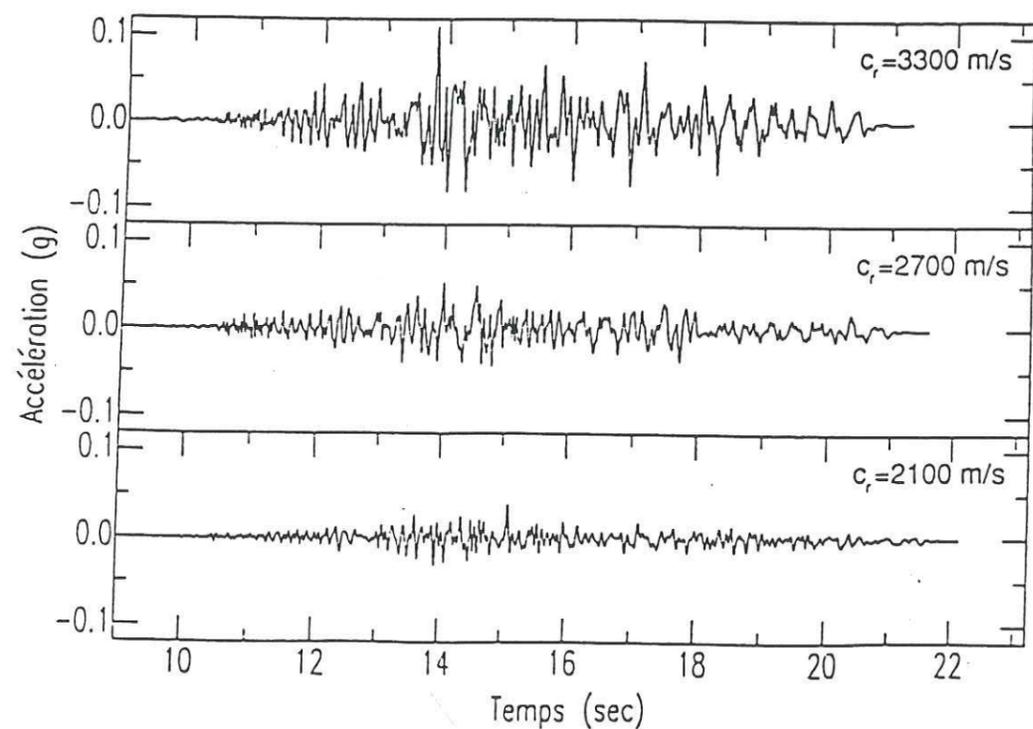
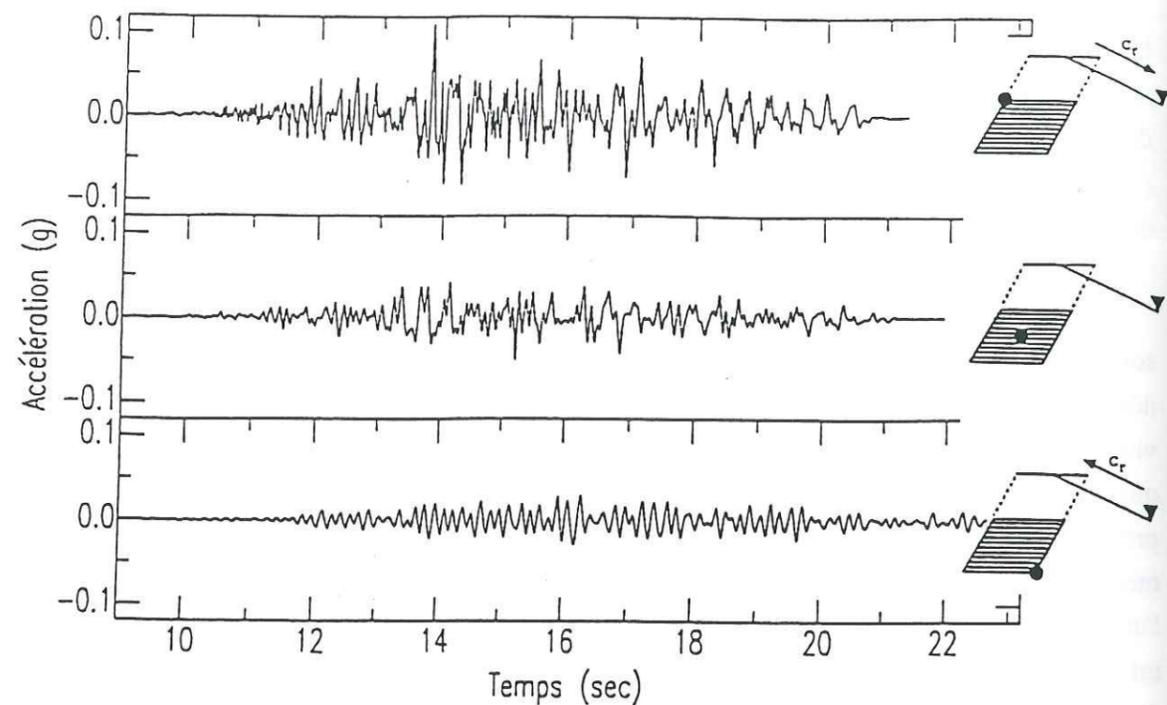


Figure II.27 : Haut : Variation de l'accélération simulée avec le sens de propagation de la rupture sur la faille. Bas : Variation de l'accélération simulée avec le vitesse de propagation de la rupture (Bour, 1993).

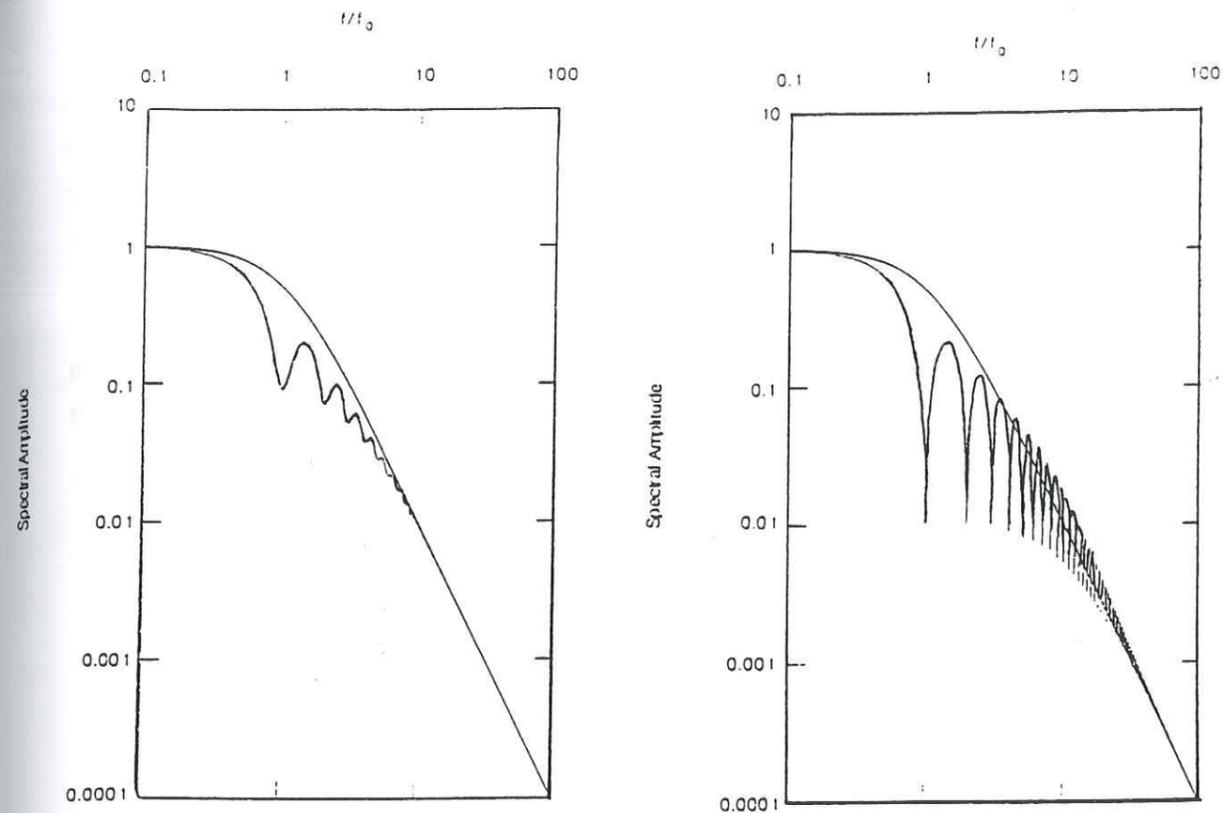


Figure II.28 : Spectre du mouvement simulé pour un rapport de magnitude de moment de une unité entre le séisme simulé et le fonction de Green (à gauche) et de deux unités (à droite). Le trait plus épais correspond dans les deux cas au spectre théorique en ω^2 (Joyner et Boore, 1986).

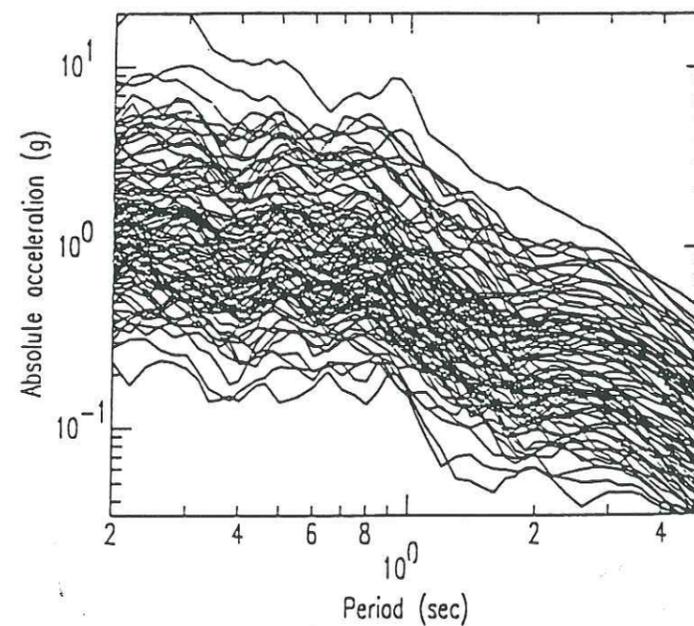


Figure II.29 : Réponse absolue en accélération, pour un amortissement de 5%, pour les 100 scénarios envisagés (Hutchings et al., 1996).

sont fixés au départ. La figure II.29 montre les spectres de réponse calculés à partir de ces 100 simulations. Ce résultat met bien en évidence leur gamme de variation selon le modèle de rupture choisi. Mais, étant donné la difficulté de fixer les paramètres de la source, par manque de connaissance de son fonctionnement, Hutchings *et al.* (1996) suggèrent de faire appel à ce type d'étude statistique pour évaluer le risque sismique dans une région donnée.

Enfin, il est aussi important de considérer que la méthode des fonctions de Green empiriques est dépendante de la qualité de l'enregistrement des petits événements, et notamment des problèmes fréquents de bruit à basse fréquence sur ces enregistrements.

Chapitre II.2 : Description de la méthode proposée

II.2.1 Objectifs

Comme nous l'avons vu précédemment, la méthode des fonctions de Green empiriques est, dans la plupart des cas, basée sur l'utilisation d'un enregistrement unique, ce qui n'est valable que dans le cas de simulations en champ lointain. Dès que la distance entre source et récepteur est du même ordre de grandeur que les dimensions de la faille, il est nécessaire de considérer séparément les contributions des différentes parties du grand plan de faille. Mais il est bien entendu très rare de disposer de suffisamment d'enregistrements de petits événements bien répartis sur le plan de faille, surtout dans le cas de simulations de séismes futurs pour lesquels aucun enregistrement de réplique n'est disponible.

Un moyen de prendre en compte la contribution de nombreux points sur la faille est de calculer les fonctions de Green théoriques pour une grille régulière de sources ponctuelles. Cependant cette technique nécessite de résoudre deux problèmes importants :

- Il est nécessaire d'avoir une connaissance assez détaillée de la structure géologique du site étudié ;

- Le temps de calcul est extrêmement long. Celui-ci dépend essentiellement de la fréquence maximale désirée pour la simulation. Si l'on considère l'objectif d'une telle simulation, qui est d'être utilisable par les ingénieurs en génie civil, il est nécessaire de prédire le mouvement du sol jusqu'à une fréquence d'au moins 10 Hz. Ceci nécessite un maillage très fin du plan de faille (par exemple, un intervalle de 20 m entre les points sur une faille de $10 \times 10 \text{ km}^2$, soit seulement une magnitude de l'ordre de 6, conduit à un total de 250000 points). Le calcul des fonctions de Green théoriques pour chacun de ces points prendrait un temps beaucoup trop important sur une station de travail classique. D'autre part, il existe un problème de mémoire pour le stockage des fonctions de Green ; une fonction de Green trois-composantes correspond, en effet, à : (100 sec. * 50 pts./sec. * 3 comp. * 8 octets) = 80 Ko., ce qui fait 2 Go. pour l'exemple décrit plus haut). C'est dans le but de réduire considérablement le temps de calcul et la place mémoire nécessaire que nous proposons ici une méthode d'interpolation spatiale des fonctions de Green théoriques sur le plan de faille.

La technique de simulation que nous proposons doit satisfaire les exigences suivantes:

- Avoir la possibilité d'appliquer cette méthode dans des milieux urbains, pour lesquels il est nécessaire de prendre en compte le risque sismique dans les calculs des structures construites ou à construire. Comme nous l'avons déjà signalé, le niveau de bruit en ville est souvent trop élevé pour permettre l'enregistrement de petits séismes de bonne qualité.

surtout sur une gamme de fréquences étendue, d'où l'utilisation de fonctions de Green théoriques :

- Etre applicable dans des situations de champ proche (site récepteur placé à proximité de la faille), d'où la nécessité d'une description détaillée du plan de faille, avec plusieurs fonctions de Green ;

- Permettre des simulations jusqu'à des fréquences suffisamment élevées (une dizaine de hertz) pour être prises en compte par les ingénieurs dans le calcul des structures, ce qui implique une discrétisation très fine du plan de faille, et la réalisation de différents "processus" plausibles pour la source.

Pour répondre à ces objectifs, nous avons donc travaillé sur le modèle décrit ci-après, en se penchant plus particulièrement sur le modèle de source, et la réduction du nombre de fonctions de Green à calculer, à l'aide d'une méthode d'interpolation spatiale.

La figure II.30 montre de façon schématique la situation du plan de faille et de deux récepteurs dans un cas de figure purement théorique ; l'un des récepteur est situé près de la faille, tandis que l'autre se trouve en situation de champ lointain.

Epaisseur (m)	Vitesse ondes P (m/s)	Vitesse ondes S (m/s)	Densité (g/cm ³)
700	2600	1500	2.65
2000	4700	2710	2.65
demi-espace	6000	3460	2.65

Tableau II.1 : Structure du modèle théorique simple utilisé pour les simulations.

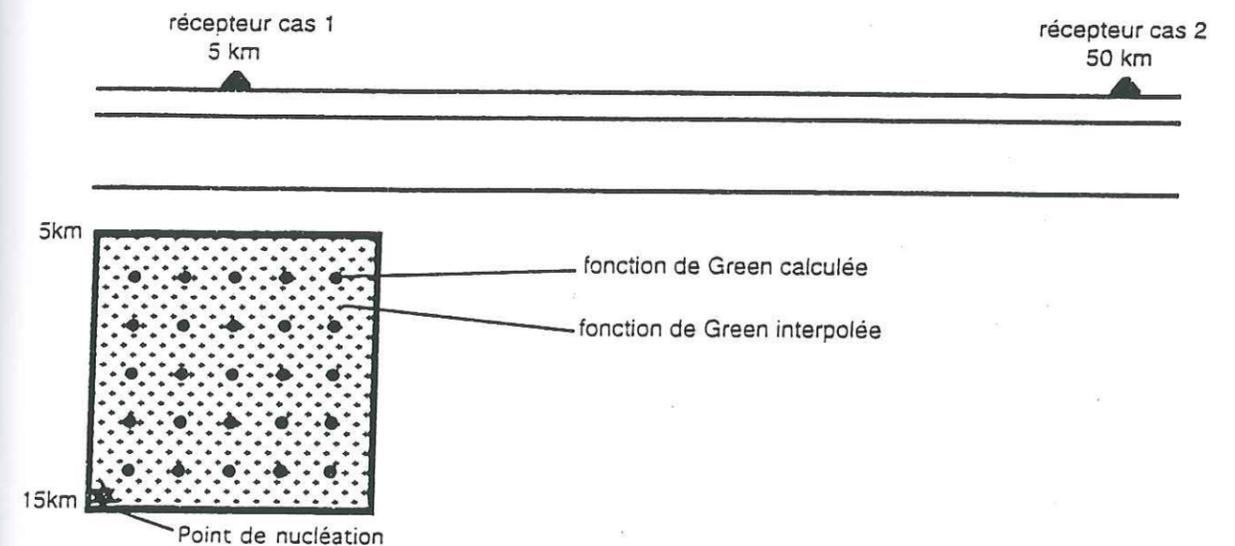


Figure II.30 : Schéma du dispositif source-stations utilisé, et de la discrétisation du plan de faille.

II.2.2 Modèle de source utilisé

Nous avons choisi de décrire le plan de faille avec le modèle de source composite proposé par Zeng *et al.* (1994). Il s'agit d'un modèle basé sur une distribution fractale de sous-événements circulaires sur la plan de faille. La figure II.31 donne un exemple de cette distribution que nous décrivons ci-dessous. Les paramètres nécessaires à sa description sont contraints par des phénomènes physiques. En effet, le mécanisme, la taille et le glissement sur la faille, ainsi que la taille maximale des sous-événements sont contrôlés par la géologie. La vitesse de rupture, la chute de contrainte et la dimension fractale peuvent être déterminées d'après des observations ou études préalablement proposées par d'autres auteurs.

La taille des sous-événements est répartie entre le rayon maximal (r_{\max}) correspondant au plus gros sous-événement pouvant être contenu dans le plan de faille, et le rayon minimal (r_{\min}), choisi arbitrairement, et qui détermine le nombre total de sous-événements (N_{tot}). La loi de distribution choisie par Zeng *et al.* (1994) est basée sur un modèle self-similaire proposé par Frankel (1991). Le nombre de sous-événements dN ayant un rayon compris entre R et $R+dR$ s'écrit sous la forme :

$$\frac{dN}{d(\ln R)} = p R^{-D} \quad (\text{II.41})$$

où D est la dimension fractale, N le nombre de sous-événements ayant un rayon compris entre R et r_{\max} et p un coefficient de proportionnalité constant donné par :

$$p = \frac{7 M_0}{16 \Delta \sigma} \frac{3-D}{(R_{\max}^{3-D} - R_{\min}^{3-D})} \quad (\text{II.42})$$

où M_0 est le moment sismique total et $\Delta \sigma$: chute de contrainte. Par mesure de simplification, nous avons choisi de considérer $\Delta \sigma$ constante quel que soit le rayon du sous-événement.

Frankel (1991) a montré que la partie haute fréquence du spectre de déplacement est proportionnelle à $\omega^{-(3-D/2)}$, donc en considérant une dimension fractale D , égale à 2, on obtient un spectre en ω^{-2} .

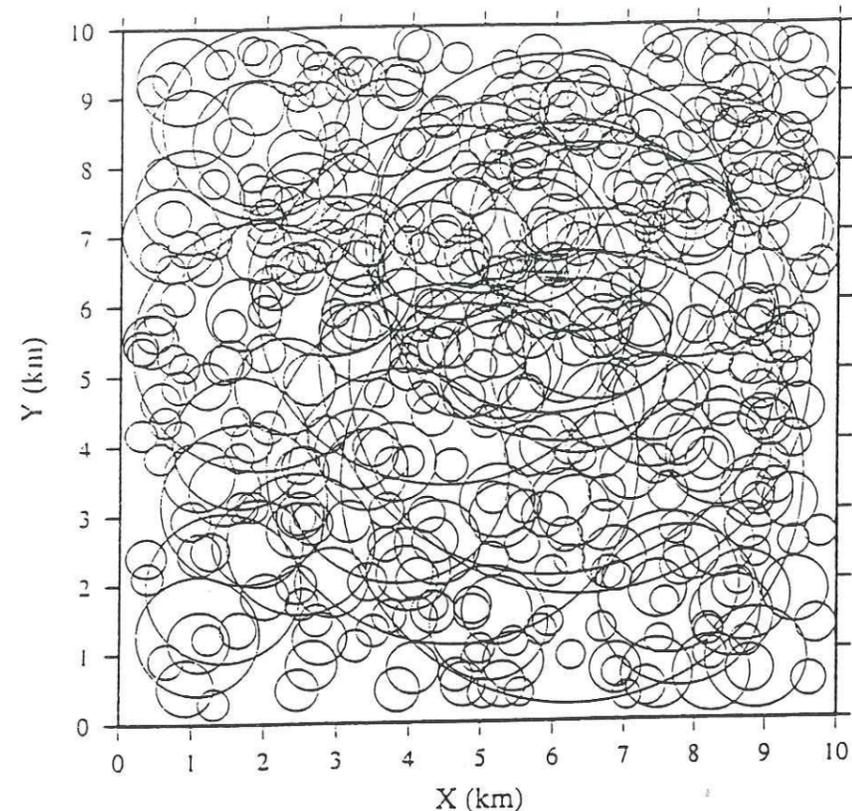


Figure II.31 : Exemple de distribution des sous-événements sur le plan de faille.

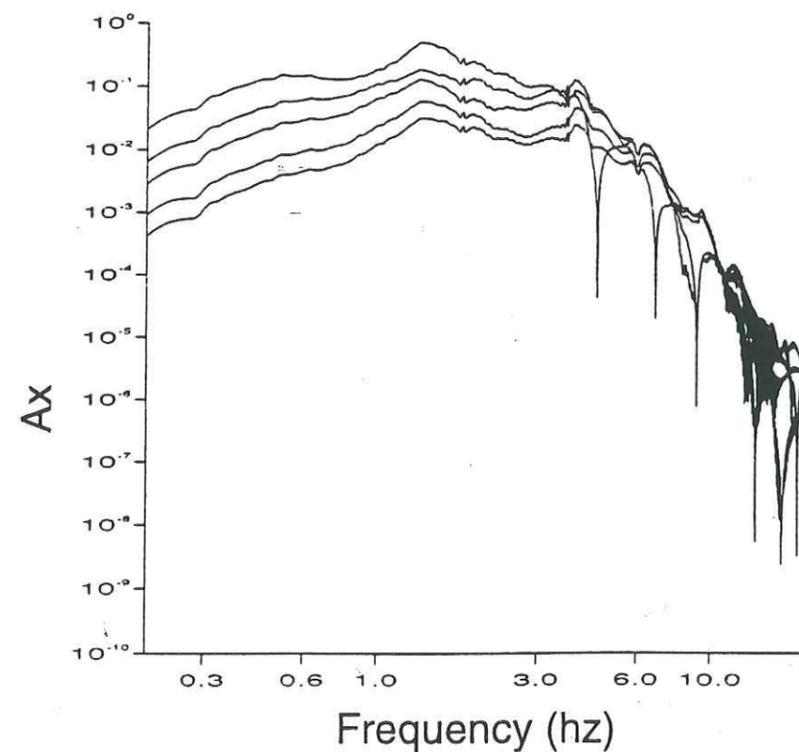


Figure II.32 : Forme du spectre de l'accélération obtenu pour une fissure circulaire unique, pour différents rayons: 1750m, 1166m, 875m, 583m et 437m.

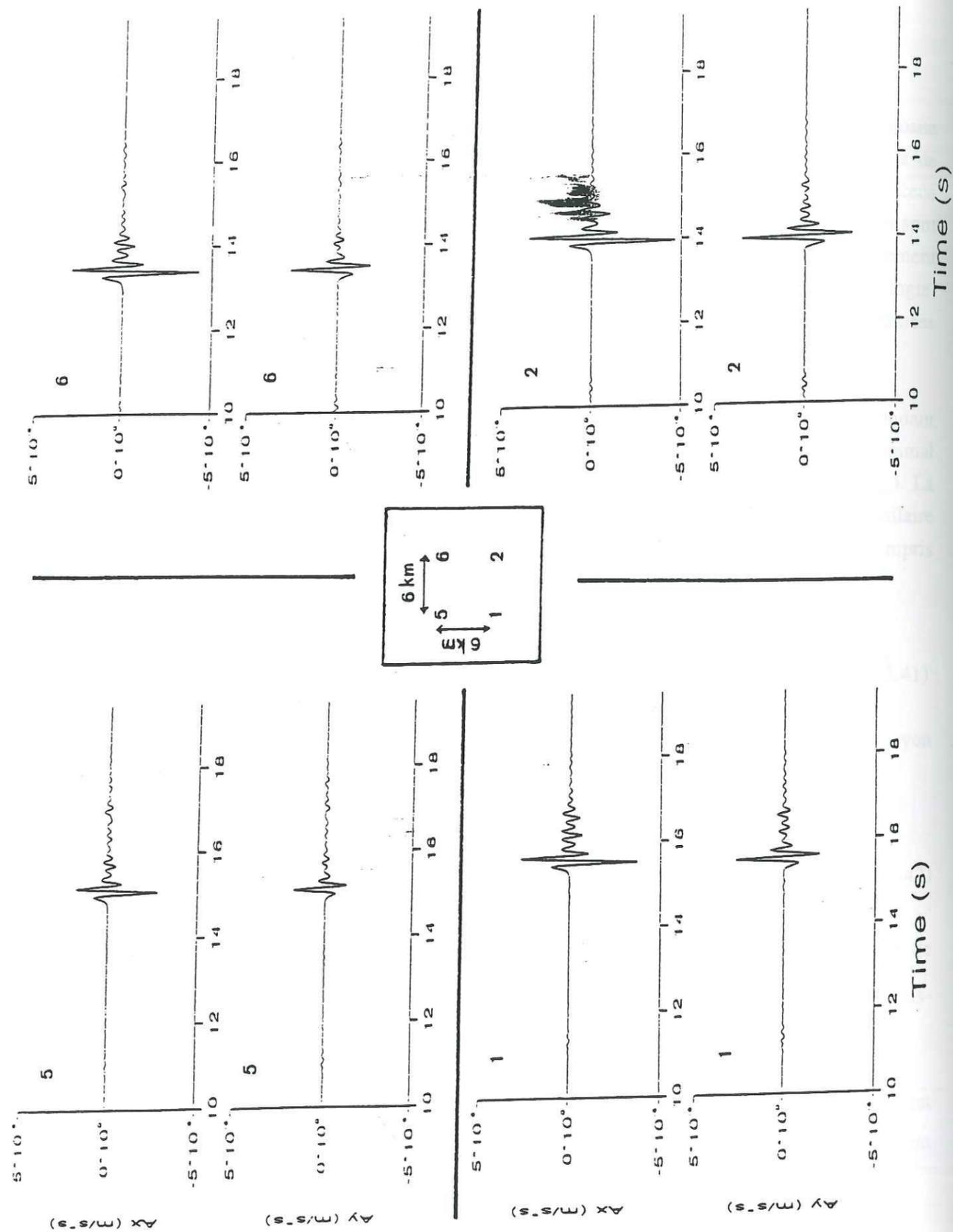


Figure II.33 : Variabilité spatiale d'une fonction de Green numérique calculée en différents points sur le plan de faille.

En intégrant l'équation (II.41) on obtient le nombre de sous-événements ayant un rayon supérieur à R :

$$N(R) = \frac{p}{D} (R^{-D} - R_{\max}^{-D}) \quad (\text{II.43})$$

Enfin, on peut en déduire le nombre total de sous-événements sur le plan de faille, dépendant de la taille du plus petit sous-événement :

$$N_{\text{tot}} = \frac{p}{D} (R_{\min}^{-D} - R_{\max}^{-D}) \quad (\text{II.44})$$

En pratique, comme le suggèrent Zeng *et al.* (1994), nous choisissons de générer N_{tot} nombres réels aléatoires N compris entre 0 et N_{tot} , à chacun desquels correspond un sous-événement de rayon $R(N)$ donné par la relation suivante, obtenue d'après (II.43) :

$$R(N) = \left(\frac{D N}{p} + R_{\max}^{-D} \right)^{-\frac{1}{D}} \quad (\text{II.45})$$

Finalement, la position de chaque sous-événement sur le plan de faille est déterminée de façon aléatoire, à condition qu'il soit entièrement contenu dans le plan de faille. Ceci va donc entraîner une concentration des plus gros sous-événements vers le centre du plan de faille ; d'autre part, ils peuvent se chevaucher les uns les autres.

Chacun des sous-événements est défini comme une fissure circulaire de rayon R , semblable à celle décrite par Madariaga (1976) et Papageorgiou et Aki (1983). Dans ce modèle, le glissement en un point de la fissure, situé à une distance x du centre, s'écrit sous la forme :

$$\Delta u(x) = \frac{24 \cdot \Delta \sigma}{7 \cdot \pi \cdot \mu} \cdot \sqrt{R^2 - x^2} \quad (\text{II.46})$$

Et le glissement moyen sur l'ensemble de la fissure est donné par :

$$\overline{\Delta u} = \frac{16}{7 \pi} \frac{\Delta \sigma}{\mu} R \quad (\text{II.47})$$

Par mesure de simplification, nous choisissons d'utiliser un temps de montée constant en tout point de chaque fissure, défini par la relation :

$$\tau = \frac{R}{3 \cdot V_r} \quad (\text{II.48})$$

avec $V_r = 0.9 V_s$ (vitesse de rupture et vitesse des ondes S respectivement). En effet, si l'on considère le temps de montée en chaque point de la fissure il est minimal au centre et maximal sur la périphérie, où sa valeur est de R/V_r , donc la valeur que nous avons choisi correspond à une valeur "moyenne", que nous considérons comme constante pour tous les points de la fissure.

La figure II.32 montre les spectres obtenus en considérant une faille constituée d'une fissure circulaire unique de rayon variable: 1750m, 1166m, 875m, 583m et 437m.

Zeng *et al.* (1994) utilisent ce modèle de source composite pour faire la convolution de la fonction de glissement sur la faille ainsi définie, avec des fonctions de Green théoriques. Etant donné le très grand nombre de sous-événements sur la faille, ils ne calculent pas toutes les fonctions de Green théoriques, mais divisent la faille en sous-éléments carrés, pour lesquels une seule fonction de Green est calculée. La fonction source temporelle équivalente est obtenue par sommation de délais temporels pour chaque sous-événement, dépendants de la durée de la rupture et de la position sur la faille. Dans chaque carré la fonction de Green calculée est ensuite convoluée avec cette fonction source. Des exemples de simulations obtenues avec ce modèle sont donnés par Anderson et Yu (1996) et Zeng et Anderson (1995) pour le séisme de Northridge, et par Yu *et al.* (1995) pour le séisme de Uttarkashi.

Cependant, pour être en mesure de fournir une simulation de mouvements forts prenant en compte toute la bande de fréquence utile aux ingénieurs de génie civil, il faut, comme nous l'avons vu, diviser le plan de faille en une grille de points très serrée, et considérer les différentes fonctions de Green en chaque point. C'est pour cette raison que nous introduisons ici une procédure d'interpolation spatiale de fonctions de Green théoriques sur le plan de faille.

II.2.3 Interpolation de fonctions de Green théoriques

Les fonctions de Green théoriques ne sont calculées qu'en un nombre réduit de points régulièrement espacés sur le plan de faille, comme indiqué sur la figure II.30. Pour les autres points, la fonction de Green qui les caractérise est obtenue par interpolation d'après les fonctions de Green réellement calculées.

Pour calculer les fonctions de Green, nous utilisons le programme Axitra (Coutant, 1989) basé sur la méthode des nombres d'onde discrets (Bouchon, 1981). Il permet de générer le sismogramme complet pour différents types de source ; en l'occurrence, pour ce qui nous concerne, une source ponctuelle de surface unitaire, pour calculer une fonctions de Green. La fonction source utilisée est de type Heaviside lissé. La structure géologique prise en compte dans ce calcul est définie en couches planes, infinies et homogènes. La figure II.33 montre la variabilité spatiale des fonctions de Green numériques ainsi calculées, pour une structure géologique donnée, pour différentes positions sur le plan de faille.

Pour chacun des autres points de la faille, nous procédons à l'interpolation de la fonction de Green correspondante, selon la procédure détaillée ci-après, en utilisant les paramètres représentés sur la figure II.34, qui montre une vue détaillée du plan de faille. Soient $U_k(t)$ les k fonctions de Green réellement calculées. Considérons un point S_{ij} sur le plan de faille, pour lequel nous voulons estimer la fonction de Green $U_{ij}(t)$. Ce point est caractérisé par ses coordonnées sur la plan de faille : $x_i=i\delta x$ et $y_j=j\delta y$. Nous donnons l'expression de $U_{ij}(t)$ de la manière suivante :

$$U_{ij}(t) = \sum_k \alpha_{ijk} U_k(t - \delta t_{ijk}) \quad (\text{II.49})$$

avec δt_{ijk} : différence de temps de propagation des ondes S entre le point k et le récepteur d'une part, et le point (i,j) et le récepteur d'autre part ;

$$\delta t_{ijk} = \frac{r_{ij} - r_k}{V_s} \quad (\text{II.50})$$

où r_{ij} et r_k sont les distances entre le point S_{ij} et le récepteur, et le point k et le récepteur, respectivement. Le temps de propagation considéré est celui correspondant aux ondes S car ce sont elles qui nous intéressent le plus, dans le cadre d'une étude dont la finalité est liée à la résistance des bâtiments. Pour la valeur de V_s nous utilisons dans un premier temps une

valeur constante pour tout le plan de faille, égale à la valeur de V_s dans la couche contenant l'hypocentre. Nous verrons par la suite qu'il peut être nécessaire dans certains cas de prendre en compte des vitesses de rupture variables selon la profondeur sur le plan de faille, pour éviter les problèmes d'ondes de choc, dans le cas où $V_r > V_s$.

Les α_{ijk} sont des coefficients de pondération pour chacune des fonctions de Green calculées, définis selon le principe suivant : les points k les plus proches du point (i,j) ont une contribution plus élevée et donc un poids plus fort :

$$\alpha_{ijk} = \frac{C_{ij}}{(d_{ijk})^\eta} \quad (\text{II.51})$$

où d_{ijk} est la distance entre les points k et S_{ij} et C_{ij} est une constante de proportionnalité permettant de respecter $\sum_k \alpha_{ijk} = 1$, d'où :

$$C_{ij} = \left(\sum_{k=1}^K (d_{ijk})^{-\eta} \right)^{-1} \quad (\text{II.52})$$

La valeur de η peut être décrite comme la puissance de décroissance du coefficient de pondération avec la distance au point k considéré. Nous avons essayé plusieurs valeurs pour tester la méthode d'interpolation : $\eta=1$, $\eta=2$ et $\eta=3$. Après comparaison des résultats, nous avons choisi la valeur $\eta=3$ qui donne un meilleur accord entre signal calculé et interpolé. Nous utilisons donc cette technique d'interpolation basée sur une décroissance en d^{-3} pour estimer la fonction de Green théorique en chacun des points de la faille.

La qualité de cette procédure d'interpolation a tout d'abord été éprouvée pour différentes positions de points sur la faille (proche des bordures de la faille, près ou loin d'une fonction de Green réellement calculée, etc.), et pour différentes situations du récepteur (plus ou moins loin du plan de faille). La figure II.35 donne, à titre d'exemple, un élément de comparaison de la fonction de Green calculée et interpolée en un même point ; de telles comparaisons ont été effectuées pour chacune des valeurs de η évoquées plus haut. Nous avons également comparé ces fonctions de Green théoriques en termes d'enveloppe du signal (figure II.36) et du spectre correspondant (figure II.37). Nous observons dans l'ensemble un très bon accord entre fonction de Green calculée et interpolée, ce qui nous

permet de valider la procédure d'interpolation proposée en vue de son utilisation dans la méthode de simulation présentée ici.

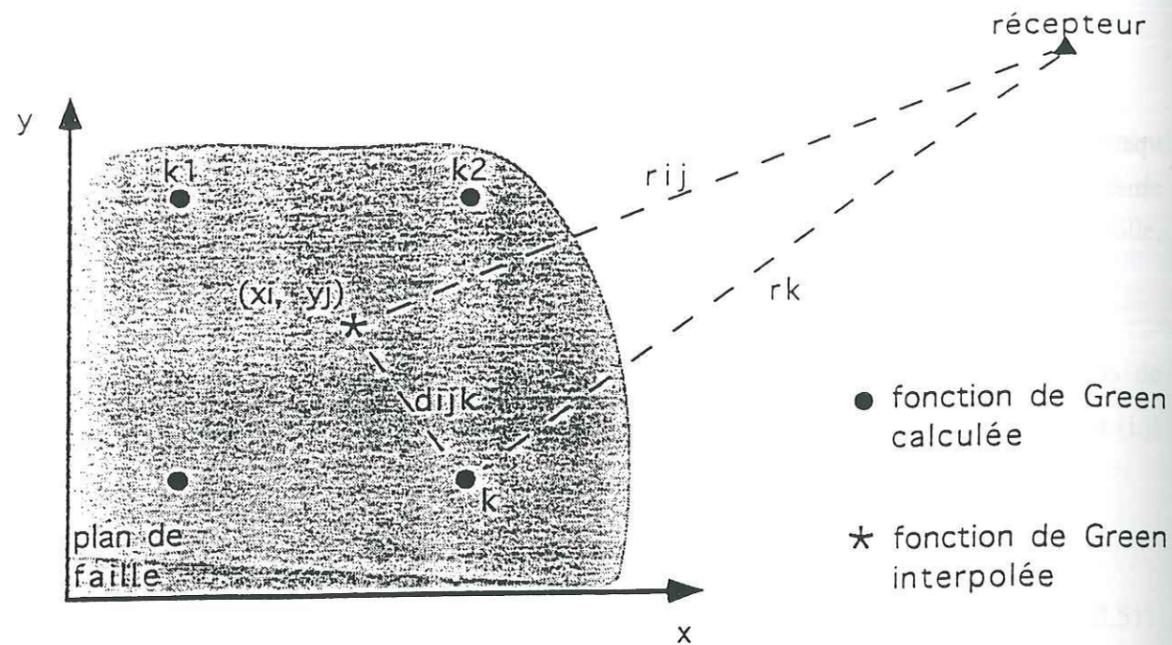


Figure II.34 : Interpolation de la fonction de Green numérique au point (i,j) , en utilisant toutes les fonctions de Green réellement calculées aux points k_i .

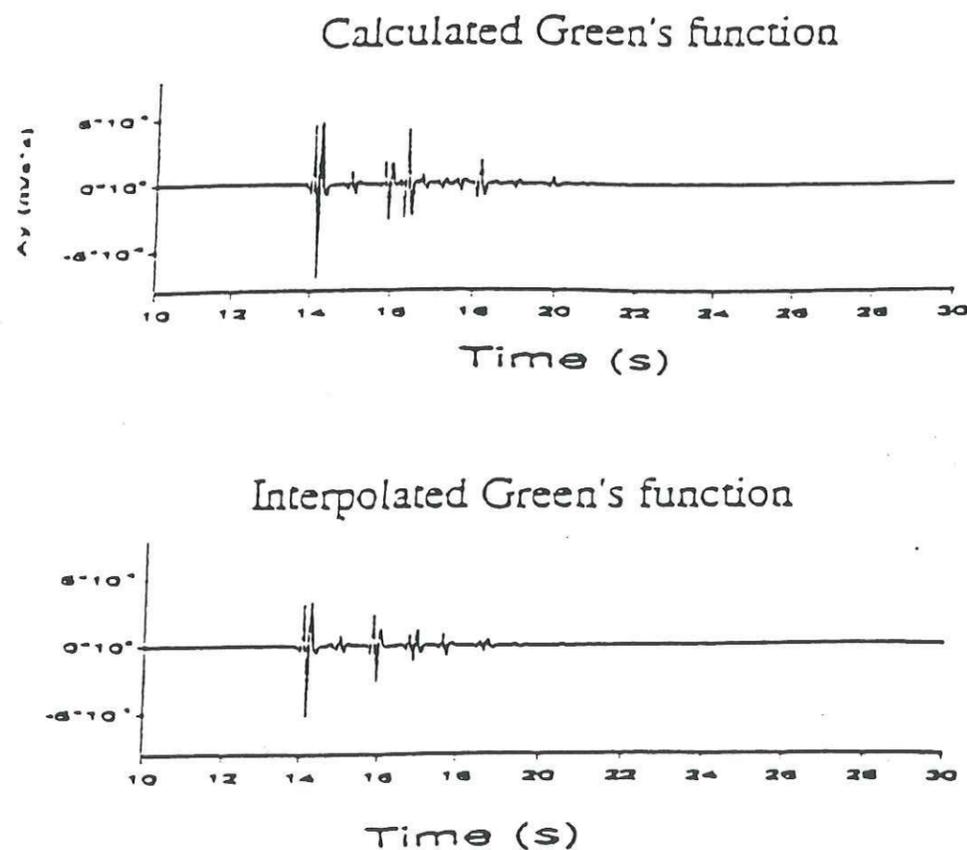


Figure II.35 : Comparaison entre une fonction de Green calculée (en haut) et la fonction de Green interpolée au même point (en bas).

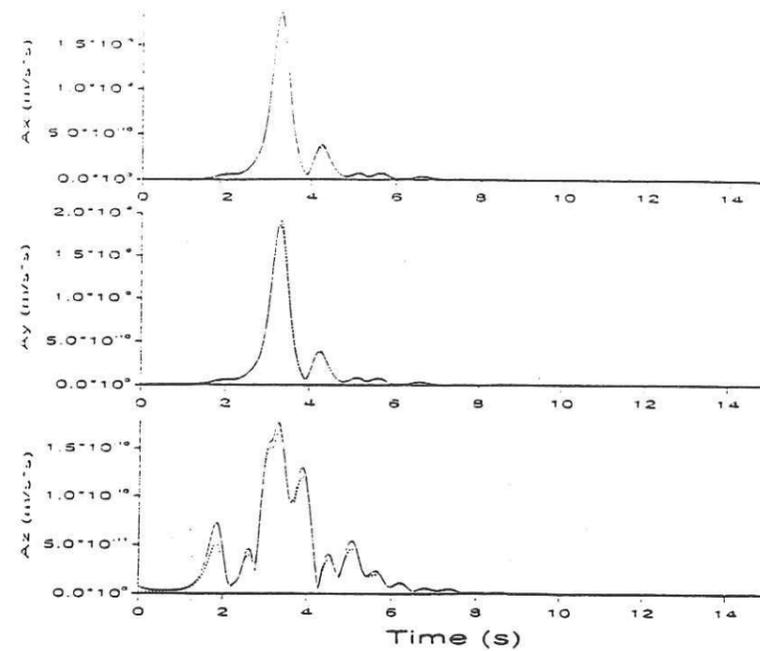


Figure II.36 : Enveloppes des fonctions de Green calculée (trait plein) et interpolée (trait pointillé) au même point.

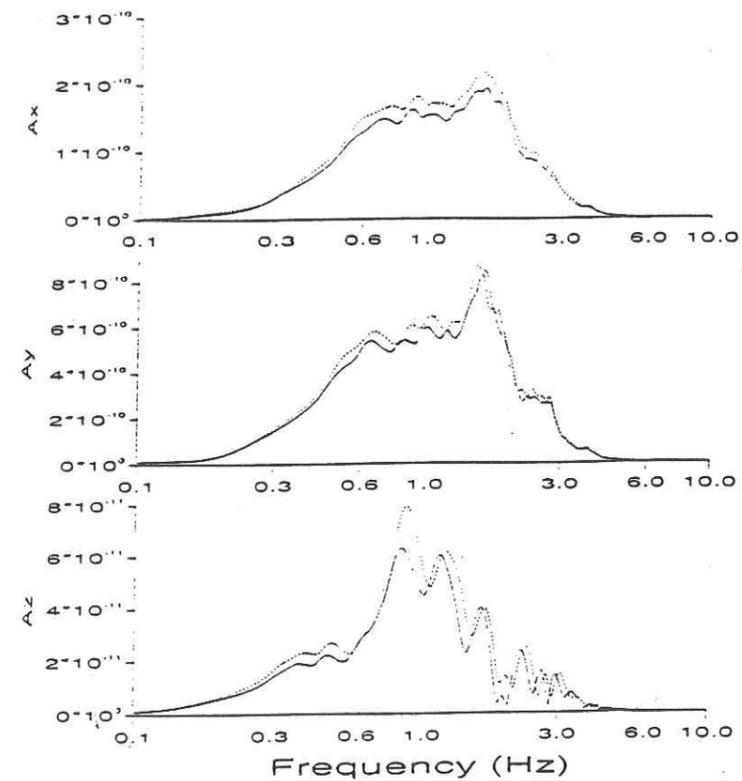


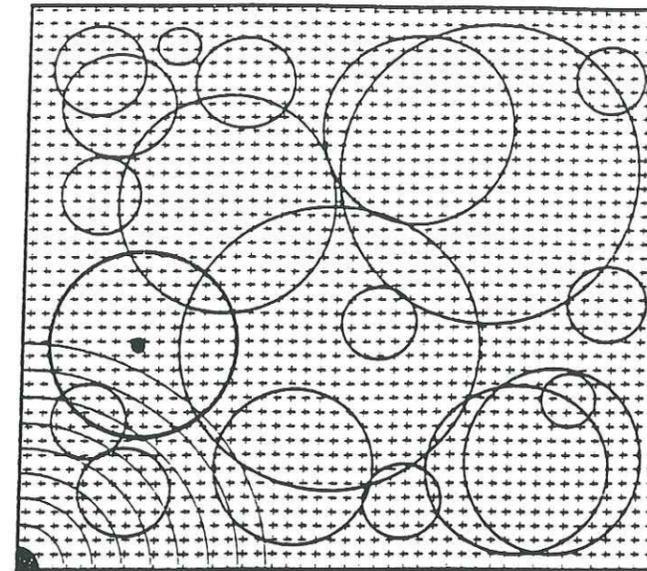
Figure II.37 : Spectres des fonctions de Green calculée (trait plein) et interpolée (trait pointillé) au même point.

II.2.4 Histoire de la rupture

Le plan de faille est considéré comme étant composé d'une grille de points très serrée, pour chacun desquels nous disposons de la fonction de Green correspondant. Le modèle de source choisi est le modèle composite de Zeng *et al.* (1994) décrit plus haut. La sommation des fonctions de Green sur le plan de faille est effectuée de manière à respecter l'histoire de la rupture sur la plan de faille (illustrée par la figure II.38) :

- Le point de nucléation de la rupture peut être choisi en n'importe quel endroit du plan de faille ;
- La rupture se propage radialement avec une vitesse constante $V_r = 0.9 V_s$;
- La rupture sur chaque sous-événement commence lorsque le front de rupture principal atteint le centre du sous-événement, et se propage radialement du centre vers le pourtour de la sous-faille circulaire ;

C'est cette description de la rupture qui détermine les décalages temporels introduits entre les fonctions de Green au cours de la sommation générale.



Vitesse de rupture constante

Figure II.38 : Schéma du plan de faille, indiquant la nucléation et la propagation de la rupture. La rupture sur chaque sous-événement commence lorsque le front de rupture atteint le centre du sous-événement. En chaque point du plan de faille est calculée (interpolée) une fonction de Green.

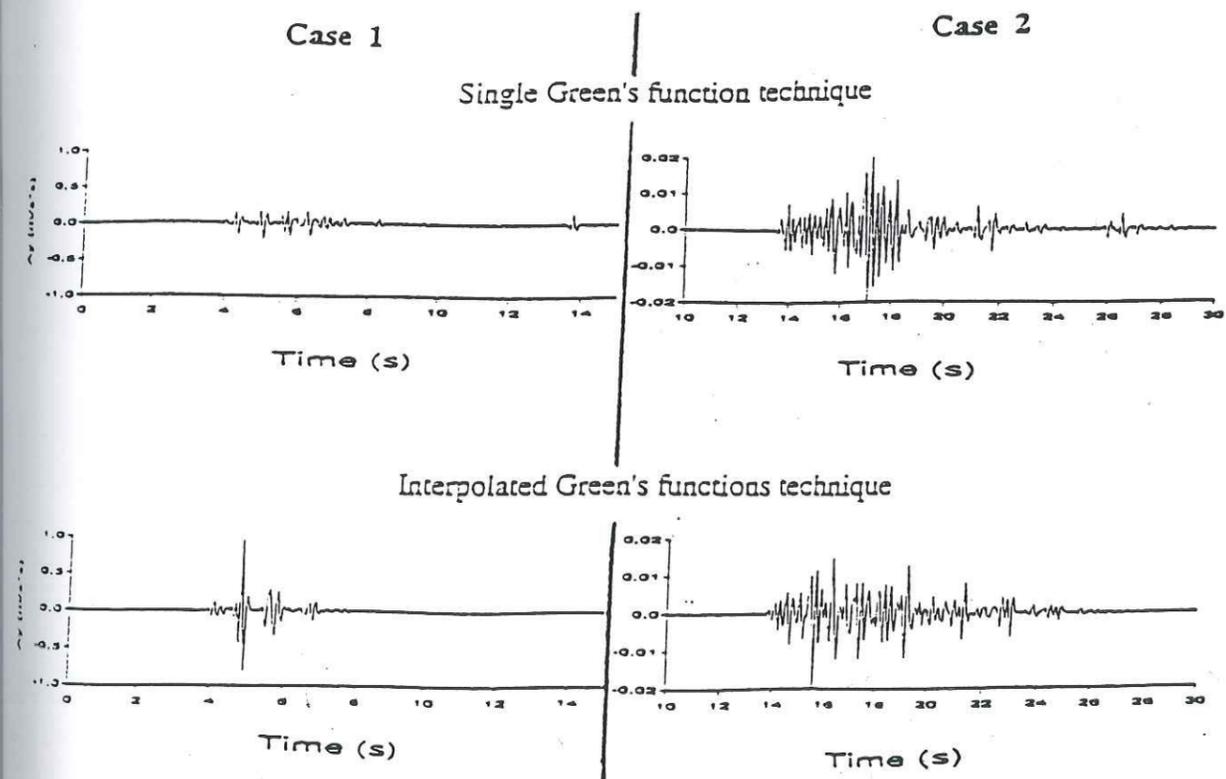


Figure II.39 : Accélération simulée à l'aide d'une fonction de Green unique pour le cas 1 (en haut à gauche) et le cas 2 (en haut à droite) ; et accélération simulée en utilisant les fonctions de Green interpolées en chaque point, pour le cas 1 (en bas à gauche) et le cas 2 (en bas à droite).

II.2.5 Exemple de simulation

La forme générale de la sommation des fonctions de Green théoriques ainsi réalisée peut s'écrire de la façon suivante :

$$S(t) = \sum_{ik=1}^{nse} \left[\sum_{i,j}^{n_{ik}} s_{i,j}(t - t_n - dt_n - t_0) \right] \quad (II.53)$$

avec : $s_{i,j}(t)$: fonction de Green théorique au point (i,j) ; nse : nombre de sous-événements ; n_{ik} : nombre de points sur le sous-événement ik ; t_n : temps de propagation de la rupture jusqu'au centre du sous-événement ik ; t_0 : temps de montée (constant pour un sous-événement donné) ; dt_n : temps de propagation des ondes jusqu'au récepteur.

Nous faisons ici un récapitulatif des principales approximations qui sont faites pour l'utilisation de la méthode proposée :

- Nous nous plaçons dans le cas d'un modèle crustal simple à une dimension ;
- La chute de contrainte est supposée identique pour tous les sous-événements ;
- Le temps de montée est constant sur un sous-événement donné ;
- Nous utilisons une interpolation spatiale de fonctions de Green numériques.

Nous avons, dans un premier temps, appliqué la méthode proposée ici, sur un exemple théorique très simple. Il s'agit de la configuration source-récepteur présentée sur la figure II.30. La faille de 10*10 km est de type décrochement vertical, située à 5 km de profondeur, dans une structure en couches planes, dont les caractéristiques géophysiques sont présentées dans le tableau II.1. Deux cas de figure sont envisagés quant à la position des récepteurs, dans le cas 1, le récepteur est placé juste au dessus du plan de faille, à 5 km de l'épicentre ; dans le cas 2, celui-ci est situé à 50 km, en situation de champ lointain. Les récepteurs sont alignés avec la trace de la faille en surface. Dans cet exemple, nous avons choisi un moment sismique égal à $1.6 * 10^{18}$ Nm (cette valeur correspond au moment d'une faille circulaire de même surface), et une chute de contrainte de 4 MPa. Pour chacun des deux récepteurs nous avons effectué deux simulations distinctes :

- Une simulation avec la méthode d'interpolation spatiale de fonctions de Green théoriques décrite ci-dessus (avec dans ce cas 25 fonctions de Green réellement calculées, une taille minimale de sous-événement égale à 100m) :

- Une simulation ne faisant appel qu'à une fonction de Green théorique unique pour tout le plan de faille, le reste du calcul étant inchangé (ceci pour se placer dans le cas des simulations utilisant une fonction de Green empirique unique).

Les résultats obtenus pour chaque récepteur, avec ces deux méthodes sont ensuite comparés, de manière à mettre en évidence d'éventuelles différences significatives. Nous pouvons ainsi remarquer sur la figure II.39 que dans le cas 2, où le récepteur est situé loin de la faille, il n'apparaît pas de différence importante (en longueur du signal et amplitude maximale) selon que l'on utilise une seule fonction de Green, ou la procédure d'interpolation complète ; ceci confirme le fait que les techniques utilisant une fonction de Green empirique unique sont bien adaptées dans l'approximation de champ lointain. Par contre, nous observons dans le cas 1 (champ très proche) une grande différence de l'accélération maximale selon que l'on considère une seule ou toutes les fonctions de Green théoriques ; ceci indique que, dans ce cas, l'utilisation d'une fonction de Green unique (théorique ou empirique) n'est probablement pas suffisante pour effectuer une simulation correcte du mouvement fort attendu.

La méthode que nous proposons ici nécessite un temps de calcul de l'ordre de 10 à 15 heures sur une station de travail classique. Il est, de plus, encore possible d'optimiser le code de calcul, en se plaçant dans le domaine fréquentiel par exemple, et en ajustant au mieux la balance (temps de calcul) / (place mémoire occupée). Il semble donc possible d'utiliser cette méthode pour réaliser des simulations avec des géométries de failles variées, et différentes structures géologiques ; en situation de champ proche et pour des fréquences suffisantes en sismologie de l'ingénieur, en un temps de calcul raisonnable. Pour vérifier la qualité des résultats obtenus avec cette méthode, nous l'appliquerons en premier lieu au cas du séisme de Kobe (Japon, 1995), pour lequel le choc principal a été enregistré en de nombreux points, y compris en champ proche. Ceci nous permettra en effet de comparer nos résultats avec les enregistrements réels. Nous effectuerons ensuite des simulations sur la ville de Grenoble, ainsi que dans le cas du récent séisme d'Annecy.

Chapitre II.3: Applications

II.3.1 Application et validation de la méthode sur le cas du séisme de Kobe, Japon, 1995

Caractéristiques du séisme

Nous avons choisi le séisme de Hyogo-ken Nanbu (ci-après dénommé séisme de Kobe), survenu au Japon le 17 janvier 1995, pour une première application de la méthode de simulation proposée. La magnitude de ce séisme, calculée par l'Agence Météorologique Japonaise (JMA) est de 7.2, et chacun sait l'ampleur des dégâts qu'il a occasionnés dans la ville de Kobe et ses proches banlieues. La figure II.40 montre une carte des dégâts observés dans l'agglomération. Ce séisme s'est produit dans le cadre précis auquel nous nous intéressons, d'une zone très fortement urbanisée, d'où l'intérêt que nous y attacherons pour cette étude. De plus, étant donné la densité de réseaux sismologiques permanents installés sur tout le territoire Japonais, nous disposons pour ce séisme de plusieurs enregistrements, de bonne qualité, du choc principal, notamment en champ proche. La figure II.41 montre la trace de la faille en surface, la position de l'épicentre ainsi que les sites auxquels nous nous intéresserons (d'après une carte de Sekiguchi *et al.*, 1996). Chacune de ces stations sismologiques est gérée par un organisme (publique ou privé), qui a nous a fourni les enregistrements obtenus du séisme de Kobe (tableau II.2). Ces stations occupent diverses positions par rapport à la faille : KOB, KBU et MOT sont dans une situation de champ très proche juste au dessus du plan de faille, à une vingtaine de kilomètres de l'épicentre, tandis que KMT et TAG sont elles situées à des distances de l'ordre de 50 et 150 km. Le tableau II.2 donne les distances épacentrales et l'azimut épcentre-station par rapport au Nord, pour chaque station. D'autre part, les structures géologiques sont variables sous ces différents sites, le tableau II.3 en donne les caractéristiques (Sekiguchi, communication personnelle).

Nous nous attacherons à simuler le choc principal du séisme de Kobe, en utilisant la méthode décrite au chapitre précédent. Une comparaison sera alors possible avec les enregistrements réels du séisme en chacun des sites étudiés. Nous pourrons également effectuer un ensemble de tests de validation de la méthode en faisant varier certains des paramètres initiaux de la simulation.

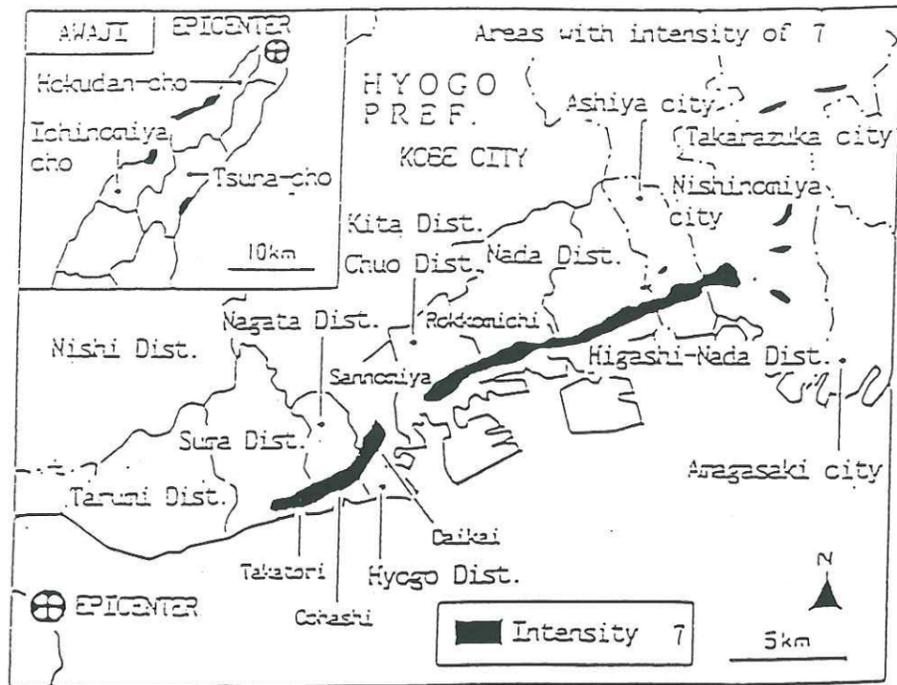


Figure II.40 : Carte montrant les zones de dégâts d'intensité 7 (maximum sur l'échelle japonaise) dans la région de Kobe.

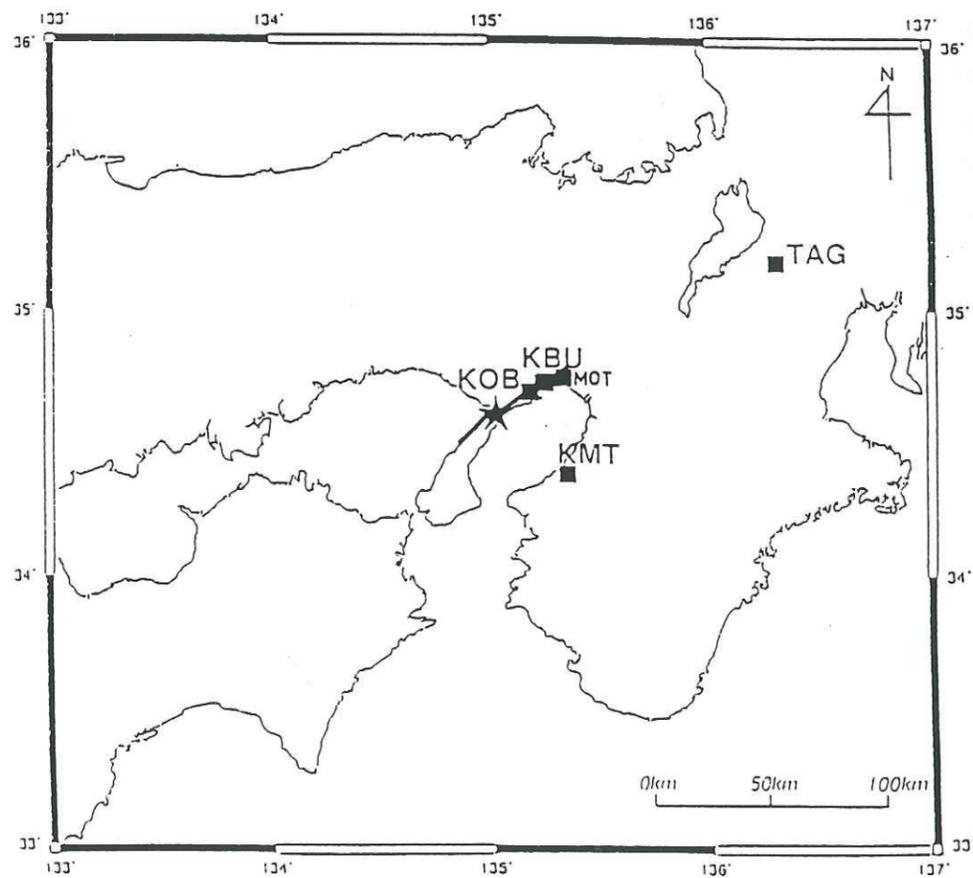


Figure II.41 : Carte des sites étudiés dans la région de Kobe, et trace de la faille en surface.

Site	Organisme	Distance épicentrale (km)	Azimuth (deg.)
KOB	JMA	19	63
KBU	CEORKA	27	61
MOT	CEORKA	31	65
KMT	RRI	43	123
TAG	JMA	158	65,5

Tableau II.2 : Stations sismologiques utilisées pour l'étude du séisme de Kobe.

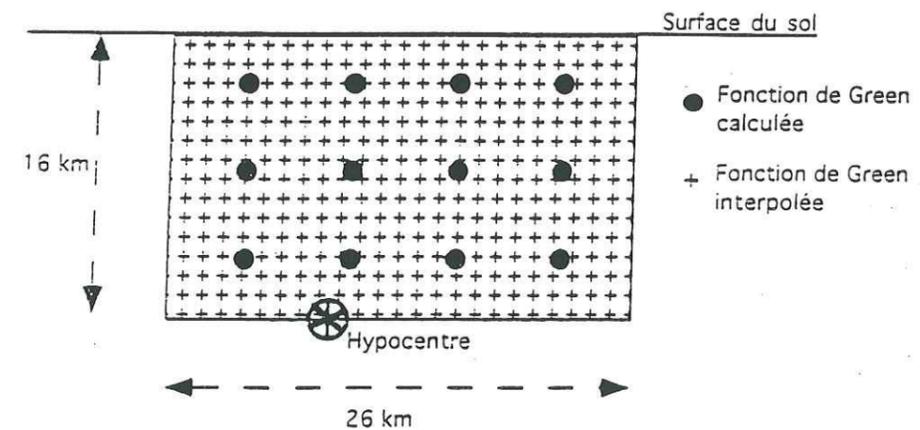


Figure II.42 : Schéma du plan de faille utilisé pour les simulations du séisme de Kobe.

Site KOB					
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Qp	Qs
0	765	150	1300	50	25
2.9	597	180	1300	50	25
3.7	929	280	1300	50	25
7.1	895	270	1300	100	50
8.55	995	300	1300	100	50
20	1658	500	2000	200	100
100	2500	1000	2100	200	100
500	5500	3200	2600	500	250
5070	6000	3460	2700	600	300
13000	6700	3870	2300	800	400
34500	7500	4330	3000	1000	500

Site KBU					
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Qp	Qs
0	640	320	1300	50	25
6	565	230	1650	50	25
12	700	340	1970	50	25
16	1700	590	2550	50	25
21	2050	850	2080	100	50
32.5	2250	960	2060	100	50
40.5	2850	1120	2130	100	50
52.5	3100	1350	2120	100	50
199.5	3200	1800	2100	200	100
399.5	5150	2850	2500	400	200
549.5	5500	3200	2600	500	250
5000	6000	3460	2700	600	300
18000	6700	3870	2300	800	400
34500	7500	4330	3000	1000	500

Site MOT					
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Qp	Qs
0	2500	1000	2100	200	100
70	3200	1800	2100	200	100
470	5150	2850	2500	400	200
620	5500	3200	2600	500	250
5100	6000	3460	2700	600	300
18000	6700	3870	2300	800	400
34500	7500	4330	3000	1000	500

Site KMT					
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Qp	Qs
0	1500	270	1890	100	50
2.35	1500	270	1880	100	50
3.65	1500	270	1930	100	50
6	1500	270	1890	100	50
16.15	1800	380	1950	100	50
30.25	1800	380	2000	100	50
31.75	1800	460	2070	100	50
35.05	1800	460	2000	100	50
36.85	1800	460	2070	100	50
38.1	2000	600	2100	300	100
190.4	3500	2000	2900	400	200
500	5500	3200	2600	500	250
5070	6000	3460	2700	600	300
18000	6700	3870	2300	800	400
34000	7500	4330	3000	1000	500

Site TAG					
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Qp	Qs
0	5500	3200	2600	500	250
4000	6000	3460	2700	600	300
17800	6700	3870	2300	800	400
35000	7500	4330	3000	1000	500

Tableau II.3 : Structures géologiques des sites étudiés dans la région de Kobe.

Sekiguchi *et al.* (1996) ont effectué une inversion du processus de la source pour le séisme de Kobe, à partir des enregistrements de mouvement fort. Utilisant les résultats de ce travail et les remarques de Irikura (communication personnelle) et Kamae (communication personnelle), nous avons fixé les paramètres de la source de la manière suivante :

* La surface de faille est choisie égale à 26*16 km², l'épicentre étant situé à 16 km de profondeur, comme indiqué sur la figure II.42. Le plan de faille affleure en surface (il s'agit ici d'une approximation, étant donné qu'aucune trace de rupture en surface n'a pu être observée dans la ville de Kobe après le séisme).

* Il s'agit d'un mécanisme de décrochement dextre, nous avons donc fixé les paramètres comme suit : plan de faille vertical, l'orientation du plan de faille est de 50° par rapport au Nord, la direction de glissement est horizontale (180°) sur le plan de faille.

* Le moment sismique déterminé d'après l'inversion (Sekiguchi *et al.*, 1996) est de 1.9 10¹⁹ Nm, d'où une chute de contrainte égale à :

$$\Delta\sigma = \frac{7 \cdot M_0}{16 \cdot \left(\sqrt{\frac{S}{\pi}}\right)^3} = 55 \text{ bars.} \quad (\text{II.54})$$

* La vitesse des ondes S au niveau de l'hypocentre est égale à 3400 m/s, et nous choisissons la vitesse de rupture telle que $V_r = 0.9 \cdot V_s$, soit $V_r = 3060$ m/s. Nous avons vérifié par la suite que le fait d'introduire une vitesse de rupture variable selon la profondeur sur le plan de faille, ne change pas de manière significative les résultats obtenus pour chacun des sites étudiés dans la ville de Kobe.

Nous avons volontairement cherché à utiliser la structure de faille la plus simple et la moins précise possible, en utilisant un minimum d'informations déduites du séisme, pour être en mesure d'appliquer notre méthode dans le cas de "simulations aveugles" (faites avant que le fort séisme n'ait eu lieu), comme nous le verrons dans le chapitre suivant.

Paramètres de calcul

Les caractéristiques de la source du séisme cible étant ainsi définies, il nous reste à fixer les paramètres intervenant dans le calcul des simulations du mouvement fort :

* Tout d'abord, en ce qui concerne le maillage du plan de faille : le pas en distance sur la faille est fixé à 70 m entre points, ce qui permet de considérer des fréquences allant jusqu'à environ 10 Hz : cette discrétisation correspond donc à un total de 84588 points sur le plan de faille.

* Pour le calcul des fonctions de Green théoriques, nous utilisons le programme Axitra (Coutant, 1989) qui permet de générer des sismogrammes synthétiques avec la méthode des nombres d'onde discrets (Bouchon, 1981). Les fonctions de Green correspondent donc à une faille de surface unitaire, avec un glissement unitaire (dans ce cas, 12 fonctions de Green sont calculées comme indiqué sur la figure II.42). La fonction source choisie est un pseudo-escalier. La structure géologique est définie en couches planes et homogènes dont les caractéristiques pour chaque site sont données dans le tableau II.3.

* Le modèle de source composite sur le plan de faille est défini selon la distribution proposée par Zeng *et al.* (1994), comme indiqué dans le chapitre précédent. Le seul paramètre à fixer pour utiliser ce modèle est le rayon du plus petit sous-événement (r_{min}), le rayon du plus gros étant égal à la moitié de la largeur de la faille (plus grand rayon contenu dans le plan de faille, soit ici 8 km). Zeng *et al.* (1994) précisent que le choix arbitraire de r_{min} n'a pas d'influence significative sur le résultat final. Nous vérifierons donc tout d'abord la pertinence de cette remarque sur un exemple, puis nous déterminerons la valeur de r_{min} de manière à prendre en compte le fait que, dans le calcul des fonctions de Green théoriques, la fonction source n'est pas exactement une fonction escalier. En effet, celle-ci correspond à un temps de montée égal à :

$$\tau_{cal} = \frac{(3.5 \cdot t_l)}{n_{freq}} \quad (II.55)$$

où t_l est la durée du sismogramme et n_{freq} le nombre de points en fréquence.

Or le temps de montée le plus faible, correspondant au plus petit sous-événement, est égal à :

$$\tau_{min} = \frac{r_{min}}{3 \cdot V_r} \quad (II.56)$$

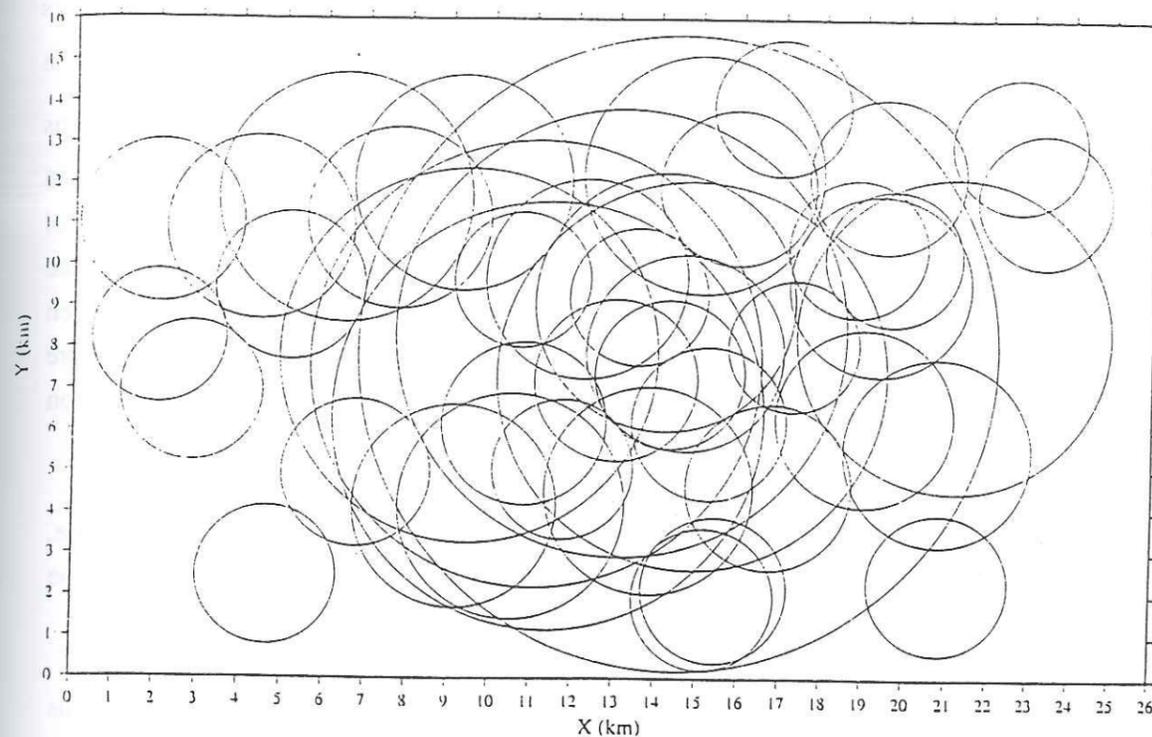


Figure II.43 : Distribution des sous-événements sur le plan de faille.

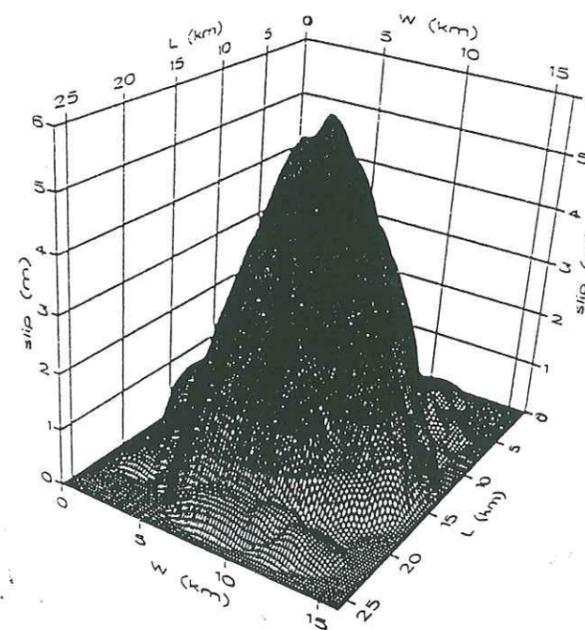


Figure II.44 : Distribution du glissement sur le plan de faille.

Pour préserver la vraisemblance de la valeur du temps de montée minimal, nous choisissons r_{min} tel que : $\tau_{min} = \tau_{cal}$; ce qui nous conduit à $r_{min}=1570m$. Etant donné que le nombre total de sous-événement dépend de r_{min} , r_{max} , M_0 et $\Delta\sigma$ (comme indiqué dans l'équation II.35), le choix des paramètres précédents nous conduit à une distribution de 46 sous-événements sur le plan de faille, dont la taille et le nombre obéissent à la loi exponentielle proposée par Zeng *et al.* (1994). La figure II.43 montre une réalisation de cette distribution de sous-failles circulaires sur le plan de faille du séisme cible. Le glissement en chaque point est défini comme indiqué dans le chapitre précédent (équation II.37) ; la figure II.44 donne la distribution du glissement sur le plan de faille correspondant à la distribution de sous-événements présentée sur la figure précédente.

Pour effectuer tester l'influence des paramètres sur la méthode de simulation proposée, nous utiliserons la version qui ne prend en compte qu'une fonction de Green unique (calculée au centre de la faille) sur tout le plan de faille.

Le premier test réalisé, a consisté à vérifier que le choix arbitraire de la taille du plus petit sous-événement (r_{min}) n'a pas d'influence significative sur le résultat de la simulation. Nous avons choisi d'effectuer ce test sur le site KBU. Deux cas de figure ont été envisagés : la valeur calculée précédemment, $r_{min}=1570m$, ce qui implique 46 sous-événements sur le plan de faille ; puis le cas où $r_{min}=570m$, conduisant à 313 sous-événements. La figure II.45 montre les accélérogrammes simulés pour le site KBU dans ces deux cas. Nous remarquons effectivement que la valeur de r_{min} n'a pas une influence notable sur le résultat final, comme l'avaient suggéré Zeng *et al.* (1994).

La répartition des sous-événements proposée par Zeng *et al.* (1994) étant aléatoire sur le plan de faille, nous avons également vérifié son influence, en faisant plusieurs calculs à partir de répartitions aléatoires différentes, toujours dans le cas du site KBU. Un ensemble de 8 accélérogrammes synthétiques a été ainsi produit. La figure II.46 montre la distribution du glissement sur le plan de faille pour chacune de ces répartitions. L'ensemble des accélérogrammes obtenus est présenté sur la figure II.47, et l'ensemble des spectres correspondants sur la figure II.48. Ceci nous permet de mettre en évidence le fait que la répartition des sous-événements n'a pas non plus d'influence significative sur le résultat final obtenu.

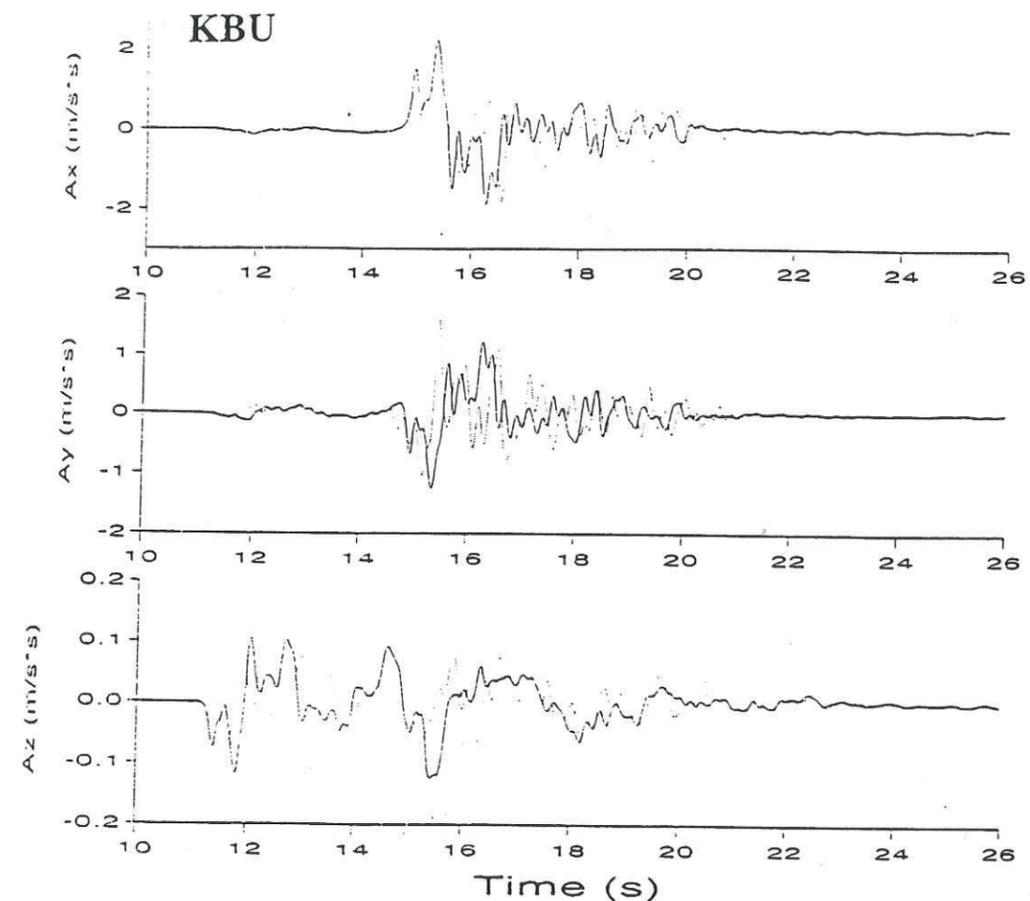


Figure II.45 : Accélération simulée au site KBU pour deux valeurs différentes de la taille minimale des sous-événements : $r_{min}=1570m$ (trait plein) et $r_{min}=570m$ (trait pointillé).

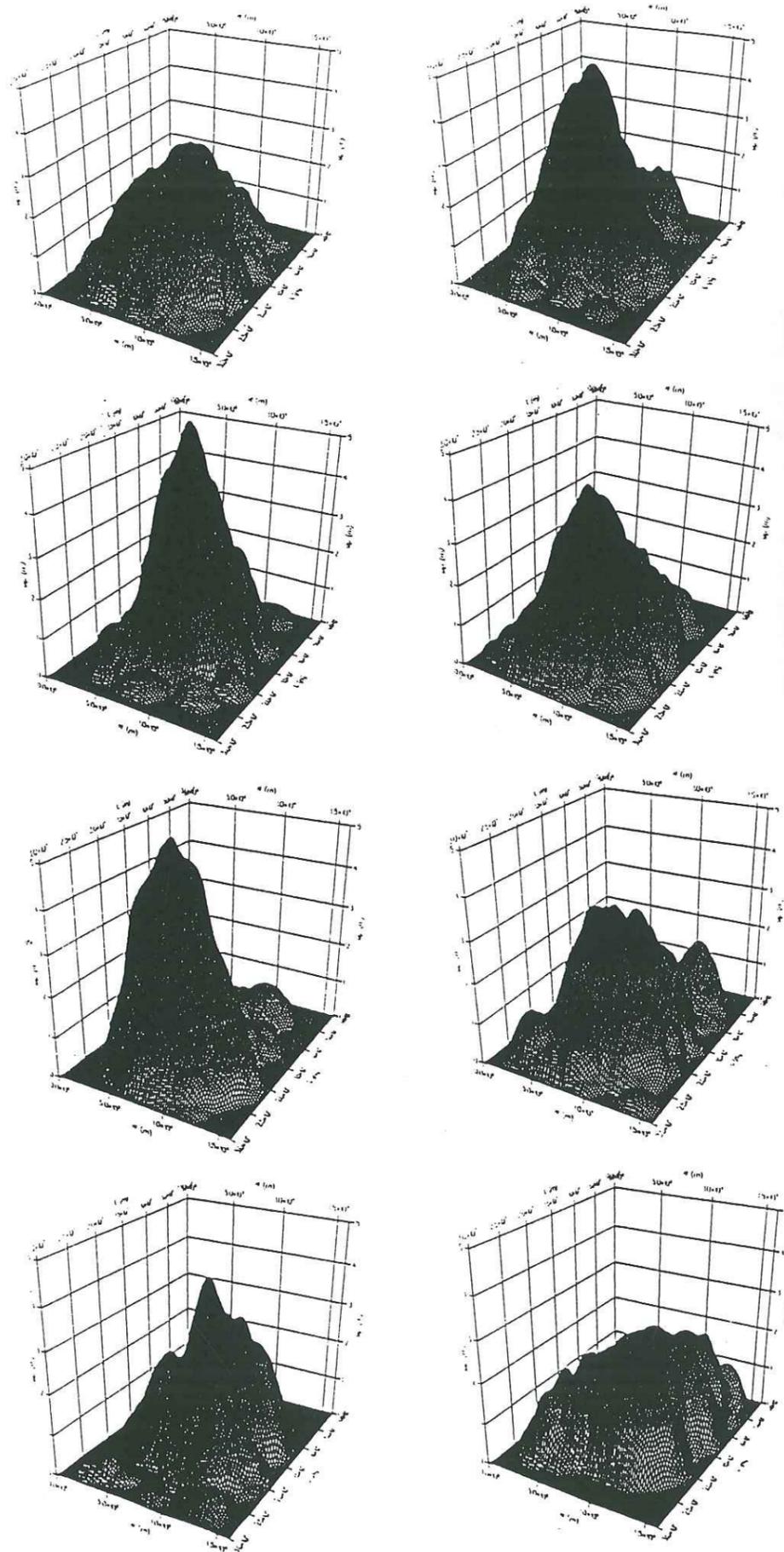


Figure II.46 : Distribution du glissement sur le plan de faille, pour différentes distributions aléatoires des sous-événements.

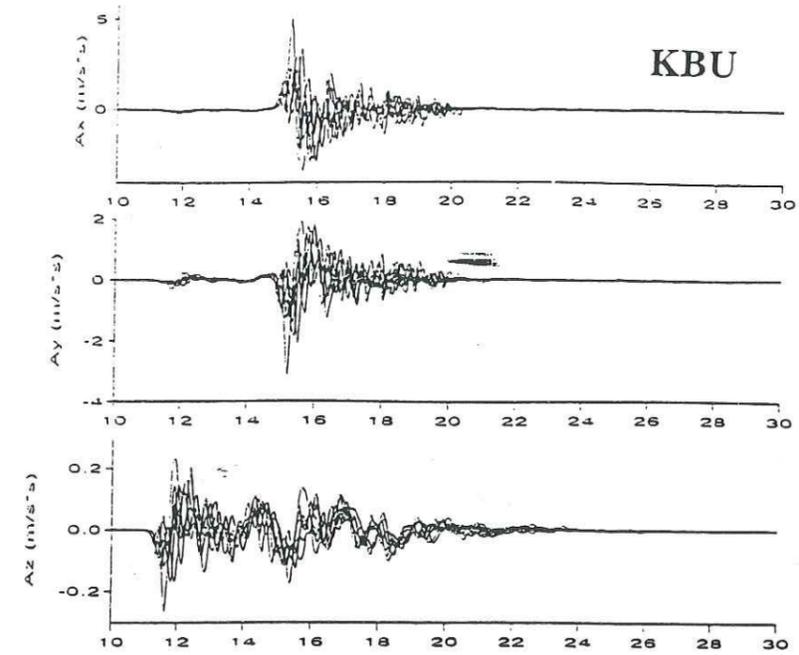


Figure II.47 : Accélérogrammes simulés au site KBU, pour différentes distributions des sous-événements sur la plan de faille.

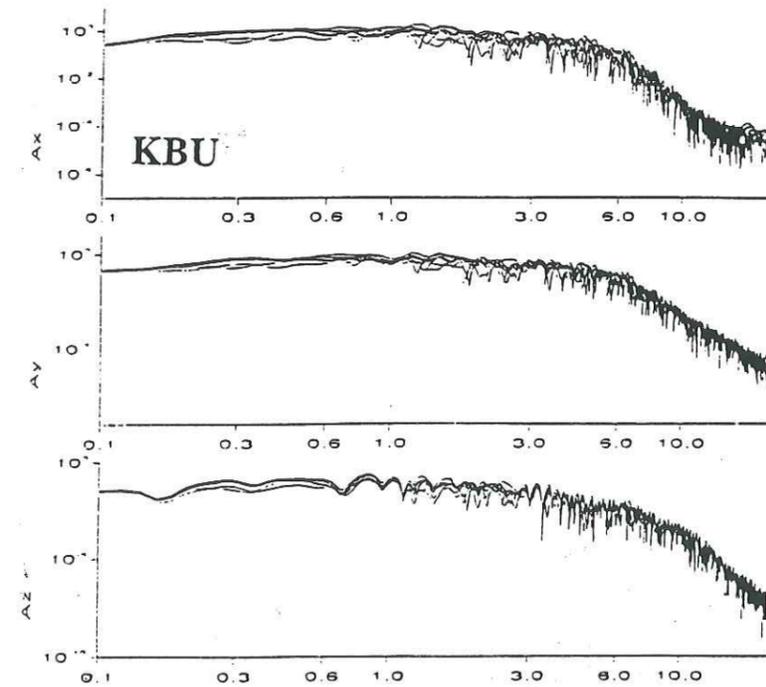


Figure II.48 : Spectres obtenus au site KBU, pour différentes distributions des sous-événements sur la plan de faille.

Influence de la position d'une fonction de Green unique

Toujours dans le cas de la méthode n'utilisant qu'une seule fonction de Green théorique sur tout le plan de faille, nous avons cherché à mettre en évidence l'influence de la position pour laquelle cette fonction de Green est calculée sur le plan de faille. Trois cas ont été envisagés pour la faille décrite précédemment pour le séisme de Kobe (en gardant exactement le même processus de rupture sur la faille, dans les trois cas) :

- cas 1: la fonction de Green est calculée pour le coin inférieur gauche du plan de faille, point le plus éloigné des sites d'enregistrement ;
- cas 2: la fonction de Green est calculée au centre du plan de faille ;
- cas 3: la fonction de Green est calculée dans le coin supérieur droit de la faille, point le plus proche des sites d'enregistrement.

Ces trois cas ont été considérés pour estimer les accélérogrammes synthétiques pour trois sites différents: KBU et KOB (proches de la faille) et TAG (à 150 km de la faille). Les figures II.49, II.50 et II.51 montrent les résultats obtenus. Nous pouvons remarquer que des différences significatives (de l'ordre d'un facteur 2) apparaissent pour les deux sites proches, tant en ce qui concerne l'amplitude que la durée du signal. Comme nous pouvions nous y attendre, l'amplitude est beaucoup plus élevée dans le cas d'une fonction de Green proche de la surface (cas 3). Par contre, le site TAG, plus éloigné du plan de faille, semble moins sensible à ces variations (bien que l'on puisse noter une plus forte amplitude des ondes S et des ondes de surface dans la cas de la source la plus superficielle).

Ce test met en évidence une assez grande sensibilité des simulations à la position pour laquelle la fonction de Green est calculée, notamment dans le cas de sites en champ proche. Ce phénomène est donc à prendre en compte pour mettre en oeuvre la méthode des fonctions de Green empiriques, qui n'utilise comme fonction de Green qu'un seul enregistrement de petit séisme, dont l'épicentre est situé sur le plan de faille du séisme cible.

Comparaison des résultats pour une ou plusieurs fonctions de Green théoriques

Pour chacun des cinq sites étudiés (KOB, KBU, MOT, KMT et TAG) nous avons calculé un accélérogramme synthétique correspondant aux paramètres macroscopiques du

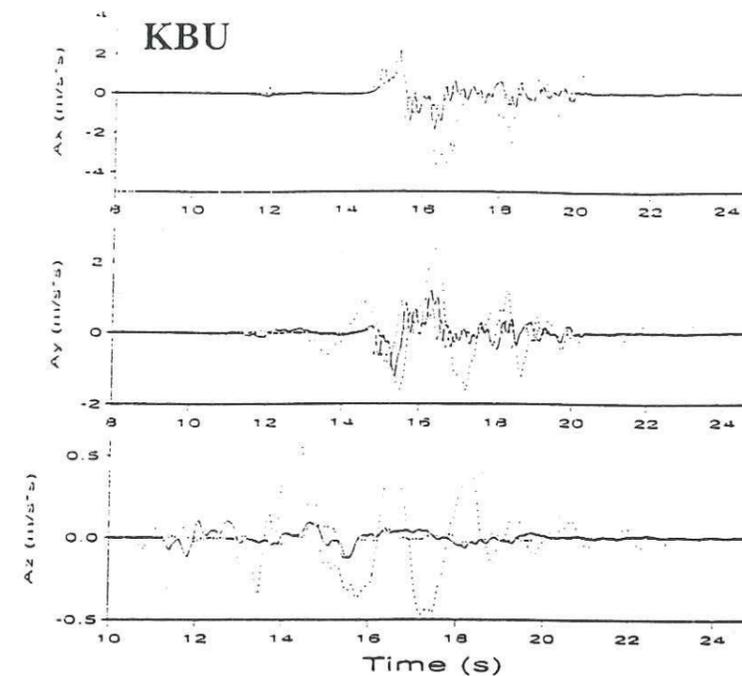


Figure II.49 : Accélérogrammes simulés au site KBU, avec une fonctions de Green unique calculée en bas à gauche du plan de faille (cas 1, trait pointillés serrés), au centre du plan de faille (cas 2, trait plein) et en haut à droite du plan de faille (cas 3, trait pointillés espacés).

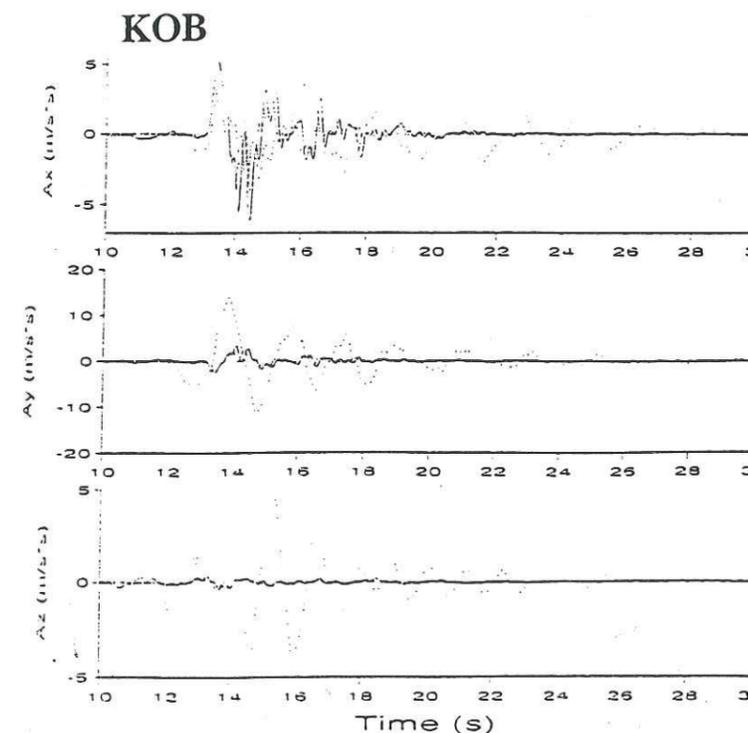


Figure II.50 : Accélérogrammes simulés au site KOB, avec une fonctions de Green unique calculée en bas à gauche du plan de faille (cas 1, trait pointillés serrés), au centre du plan de faille (cas 2, trait plein) et en haut à droite du plan de faille (cas 3, trait pointillés espacés).

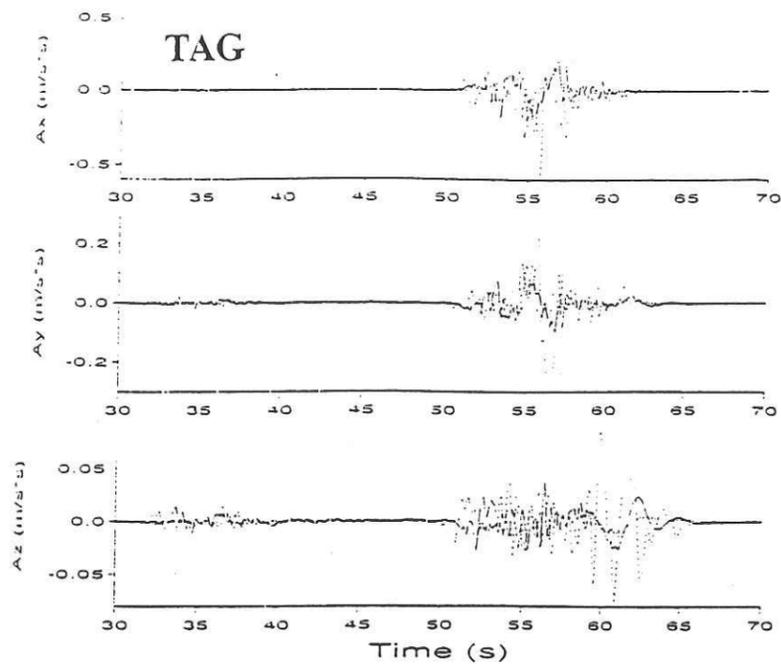


Figure II.51 : Accélérogrammes simulés au site TAG, avec une fonction de Green unique calculée en bas à gauche du plan de faille (cas 1, trait pointillés serrés), au centre du plan de faille (cas 2, trait plein) et en haut à droite du plan de faille (cas 3, trait pointillés espacés).

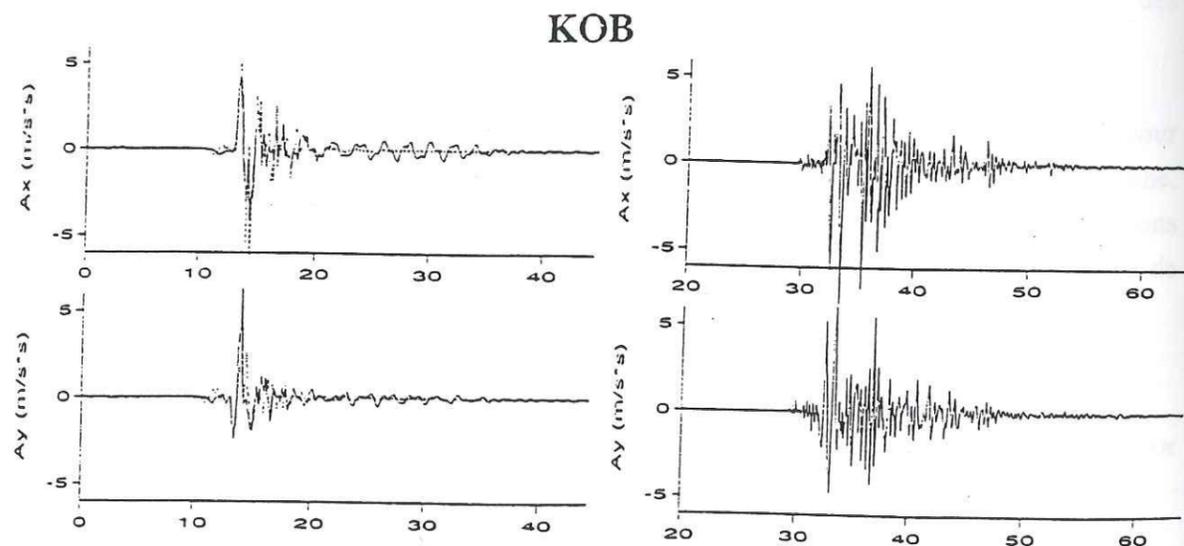


Figure II.52 : Comparaison entre accélérogrammes simulés avec une seule fonction de Green (trait pointillé) et l'interpolation des fonctions de Green en chaque point (trait plein), à gauche; et accélérogramme observé (à droite); pour le site KOB.

séisme de Kobe, à l'aide de la méthode des fonctions de Green théoriques proposée ici, avec:

- une seule fonction de Green théorique calculée au centre du plan de faille cible ;
- plusieurs fonctions de Green calculées et la méthode d'interpolation spatiale de fonctions de Green théoriques décrite dans le chapitre précédent.

Pour chacun des sites, nous comparons ces deux résultats entre eux, puis nous les comparons à l'enregistrement réel de l'accélération lors du séisme de Kobe. Sur les figures présentées ci-après, nous ne donnerons la comparaison que pour les deux composantes horizontales, la composante verticale étant nettement sous-estimée par les simulations en raison du choix simplificateur d'un plan de faille vertical et d'un mécanisme en coulissage pur, qui n'est pas exactement le reflet de la réalité. Les figures II.52 à II.56 montrent les résultats obtenus pour chacune des cinq stations, respectivement. En ce qui concerne la comparaison entre méthode n'utilisant qu'une seule fonction de Green, et méthode d'interpolation de nombreuses fonctions de Green sur le plan de faille, nous pouvons remarquer deux différences sur certains sites :

- De manière générale, l'utilisation d'une fonction de Green unique conduit à une sous-estimation de la durée du signal, ceci est particulièrement net sur les sites KOB (site sédimentaire proche) et KMT (site sédimentaire à 50 km). Par contre ce phénomène n'est pas du tout observé dans le cas du site rocheux en champ lointain (TAG), pour lequel pour lequel les deux méthodes donnent des résultats très voisins.

- En ce qui concerne l'amplitude des signaux simulés, pour les sites KBU et MOT (proches de la faille), l'accord entre les résultats des deux méthodes est très bon. En ce qui concerne le site KOB (proche de la faille), pour lequel les vitesses d'ondes S en surface sont légèrement inférieures aux deux sites précédents, nous observons une différence d'amplitude sur chacune des deux composantes horizontales. Enfin pour le site KMT, qui est un site sédimentaire, la méthode qui fait appel à une fonction de Green unique entraîne une sous-estimation nette de l'amplitude du mouvement simulé.

Nous pouvons donc remarquer ici qu'une répartition dense de fonctions de Green calculées sur tout le plan de faille semble être nécessaire dans le cas de sites de nature sédimentaire, assez proches de la faille. Par contre, une telle technique n'apporte aucun avantage dans le cas d'un site rocheux en champ lointain.

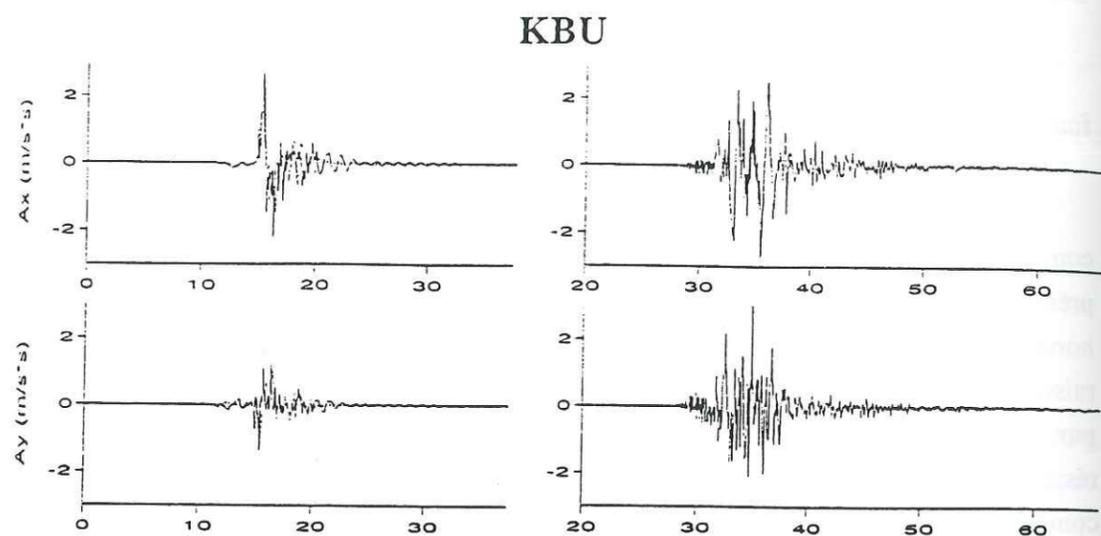


Figure II.53 : Comparaison entre accélérogrammes simulés avec une seule fonction de Green (trait pointillé) et l'interpolation des fonctions de Green en chaque point (trait plein), à gauche; et accélérogramme observé (à droite); pour le site KBU.

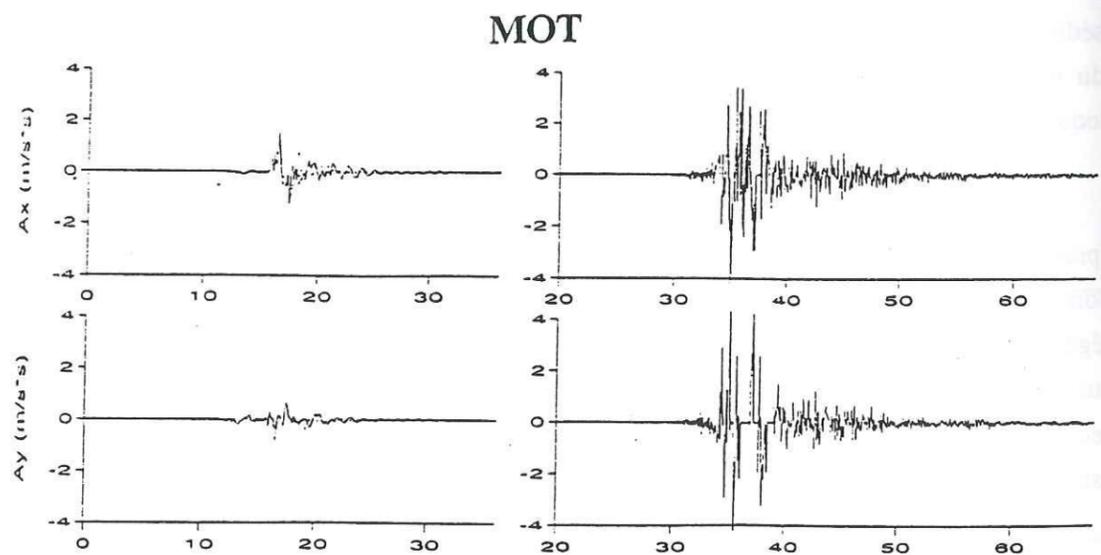


Figure II.54 : Comparaison entre accélérogrammes simulés avec une seule fonction de Green (trait pointillé) et l'interpolation des fonctions de Green en chaque point (trait plein), à gauche; et accélérogramme observé (à droite); pour le site MOT. La station qui a enregistré le mouvement en ce site à eu un problème de fonctionnement visible sur l'accélérogramme observé.

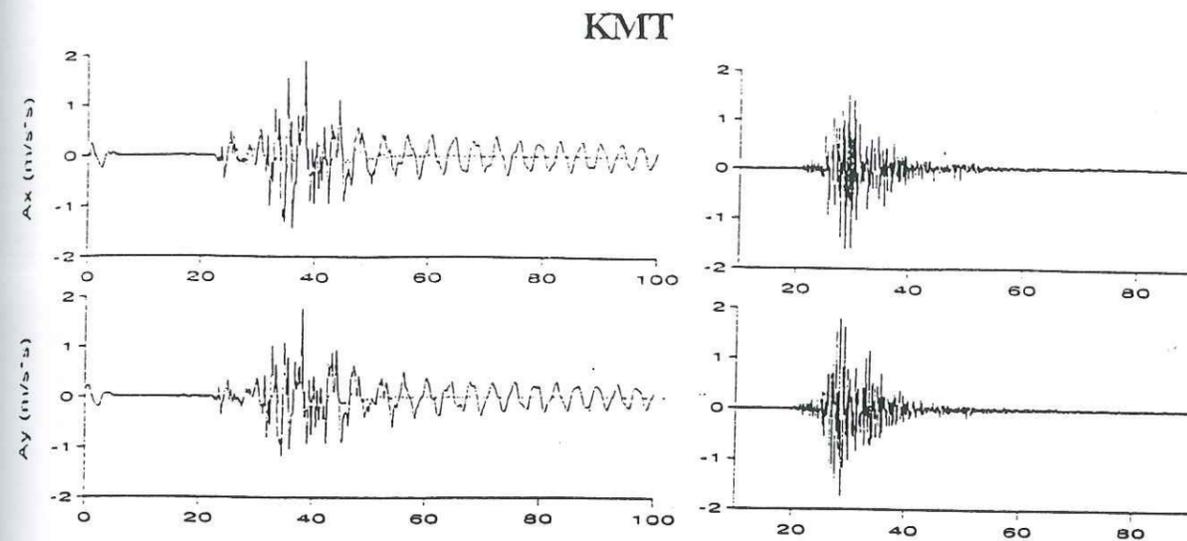


Figure II.55 : Comparaison entre accélérogrammes simulés avec une seule fonction de Green (trait pointillé) et l'interpolation des fonctions de Green en chaque point (trait plein), à gauche; et accélérogramme observé (à droite); pour le site KMT.

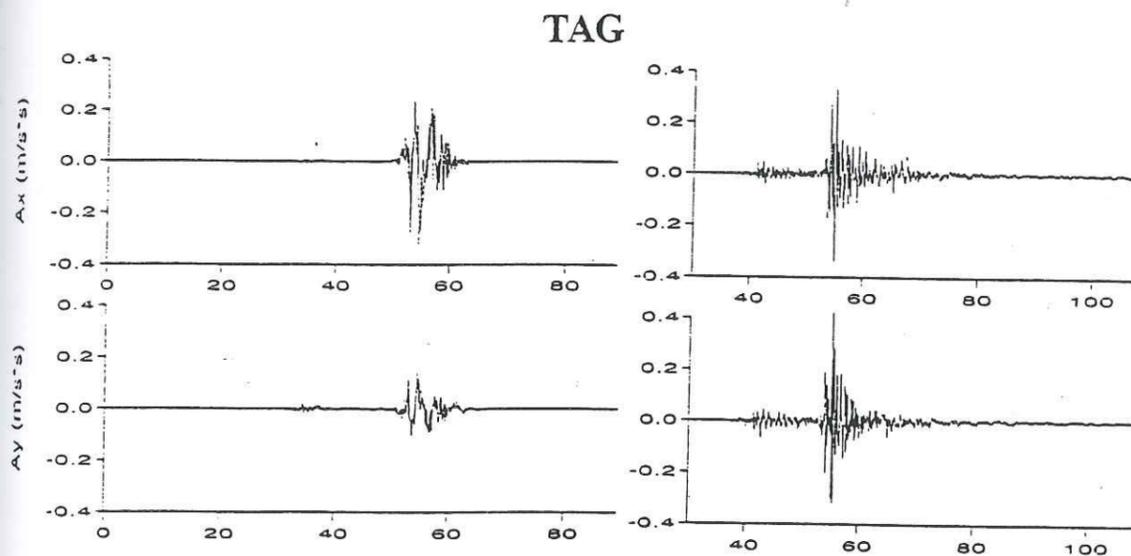


Figure II.56 : Comparaison entre accélérogrammes simulés avec une seule fonction de Green (trait pointillé) et l'interpolation des fonctions de Green en chaque point (trait plein), à gauche; et accélérogramme observé (à droite); pour le site TAG.

La figure II.57 offre également une comparaison des spectres synthétiques et observés pour chacun des sites considérés. Ceci permet de mettre en évidence un bon accord dans la gamme des fréquences intermédiaires. A basse fréquence, l'accord est également bon pour les sites proches KOB, MOT et KBU, ainsi que le site lointain TAG. par contre pour le site sédimentaire KMT, le niveau basse fréquence est surestimé en raison de l'apparition d'ondes de surface trop importantes dues à la présence de sources très superficielles dans notre modèle. Par contre, de manière générale, les spectres simulés présentent une déficience dans les hautes fréquences, à partir d'environ 6 Hz. En ce qui concerne la comparaison entre accélérogrammes observés et accélérogrammes synthétiques (obtenus par la technique d'interpolation spatiale de fonctions de Green théoriques), nous pouvons noter les tendances générales suivantes :

- Les accélérogrammes simulés sont systématiquement plus basse fréquence que les enregistrements réels. Ceci constitue un désavantage de la méthode, lié au calcul des fonctions de Green théoriques. Celui-ci implique, en effet, un calcul pour une structure géologique simplifiée en couche planes et homogènes, ce qui bien sur est assez différent de la réalité. D'autre part, les informations disponibles sur cette structure géologique sont en général peu précises, car des forages ont rarement été réalisés au site étudié. Ce problème n'apparaît pas dans le cas d'une méthode utilisant des fonctions de Green empiriques, dans l'enregistrement desquelles la réponse du site est déjà incluse. D'autre part, la taille du sous-événement minimal (r_{min}) sur la plan de faille, induit aussi une limite haute fréquence dans le mouvement simulé.

- En ce qui concerne la durée du sismogramme, l'accord entre simulations et observations est correct dans l'ensemble. Nous notons cependant une certaine sous-estimation de cette durée pour MOT, KBU et KOB, et l'inverse pour le site KMT. Ceci peut être dû au fait que le plan de faille est en réalité divisé en trois segments distincts (Sekiguchi *et al.*, 1996) assez distants, qui impliquent une durée plus longue du signal. Nous insistons donc ici sur la complémentarité d'une telle méthode de simulation avec des mesures d'effets de site permettant de contraindre la valeur de la fréquence de résonance du site étudié, de manière à obtenir une estimation complète du risque sismique à prendre en compte lors d'éventuelles constructions.

- Enfin, en ce qui concerne l'amplitude des accélérogrammes simulés, nous notons également un bon accord avec les valeurs d'accélération maximale observées. Cependant, dans le cas des sites TAG et MOT, l'accélération simulée est inférieure à celle des enregistrements réels, ceci peut être également expliqué par une éventuelle surestimation des vitesses des ondes en surface (notamment pour le site rocheux TAG).

Dans l'ensemble, ces résultats de comparaison permettent de valider l'utilisation de la méthode proposée pour simuler des mouvements forts dans le cas où des fonctions de Green empiriques ne sont pas disponibles, et pour des sites situés à une faible distance du plan de faille. Le niveau d'accélération simulé est en bon accord avec les enregistrements réels. Il est cependant important d'insister sur la nécessité d'une bonne connaissance de la structure géologique locale pour mettre en oeuvre la méthode proposée.

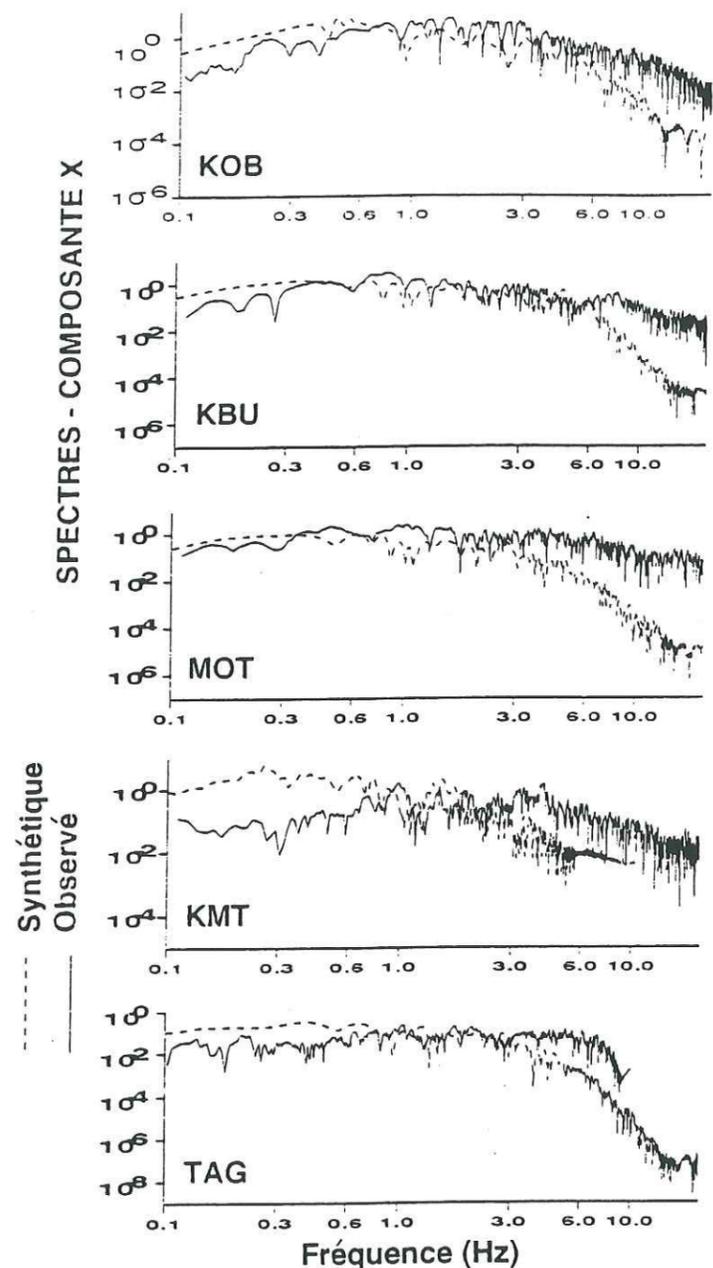


Figure II.57 : Comparaison entre les spectres de l'accélération observés et synthétiques pour les différents sites de Kobe.

II.3.2 Simulation a priori sur la ville de Grenoble

Contexte géologique et caractéristiques du séisme cible

La ville de Grenoble est située sur une vallée glaciaire, remplie de dépôts sédimentaires d'épaisseur importante (au moins 500m). Ce bassin est entouré de montagnes, qui lui confèrent, à une dimension réduite, la même structure que celui de Mexico. Les dépôts les plus superficiels, d'origine lacustre, sont très tendres (un peu moins qu'à Mexico, sauf en de rares endroits) et saturés en eau. Ce contexte est, comme nous l'avons souligné dans la première partie de ce travail, très propice aux effets de site.

La sismicité de la région est assez faible, mais se place tout de même dans le contexte de la sismicité alpine, pouvant donner lieu à des séismes de magnitude voisine de 5, du type de celui de Corrençon en 1962 et de celui survenu à Annecy en juillet 1996. Une réseau de stations temporaire a été installé au coeur de l'agglomération Grenobloise entre avril 1995 et janvier 1996 (Le Brun et Hatzfeld, 1996). Il a notamment permis d'enregistrer un petit séisme, de magnitude 2.5, survenu le 8 septembre 1995, sous la Combe de Lancey, à une vingtaine de kilomètres du centre de Grenoble. La figure II.58 montre la localisation de l'épicentre fournie par le réseau permanent SISMALP. Le mécanisme au foyer de ce séisme correspond à un décrochement sub-vertical : orientation du plan de faille : 39°N , pendage : 80° , direction du glissement : -5° . L'hypocentre est situé à une profondeur de 6.4 km.

L'ensemble des stations du réseau temporaire situé dans la ville de Grenoble a enregistré ce séisme, comme indiqué sur la figure II.59 (Le Brun et Hatzfeld, 1996). On y remarque facilement la présence d'effets de site importants. En effet, selon la position des stations, le mouvement enregistré a une amplitude très variable (jusqu'à un facteur 10) en des sites parfois relativement proches. C'est le cas par exemple pour les sites HATZ et MUSD auxquels nous nous intéresserons ici. Le site HATZ se trouve au centre du bassin sédimentaire, tandis que le site MUSD se trouve au pied du contrefort rocheux de la Bastille. Les figures II.60 et II.61 montrent les trois composantes du sismogramme en vitesse enregistré en chacun de ces deux sites. Nous pouvons constater une amplification d'un facteur 10 entre ces deux sites (la figure II.62 présente le rapport spectral HATZ/MUSD correspondant), ainsi qu'une durée beaucoup plus longue dans le cas du site sédimentaire.

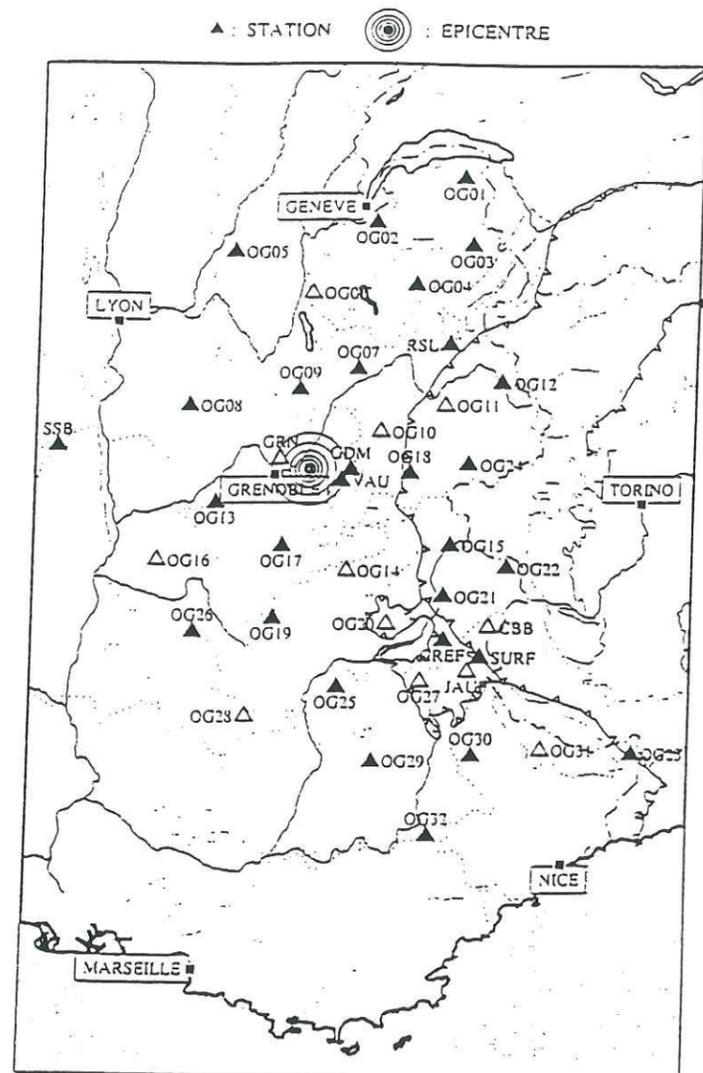


Figure II.58 : Localisation de l'épicentre du séisme de la Combe de Lancey (08/09/95).

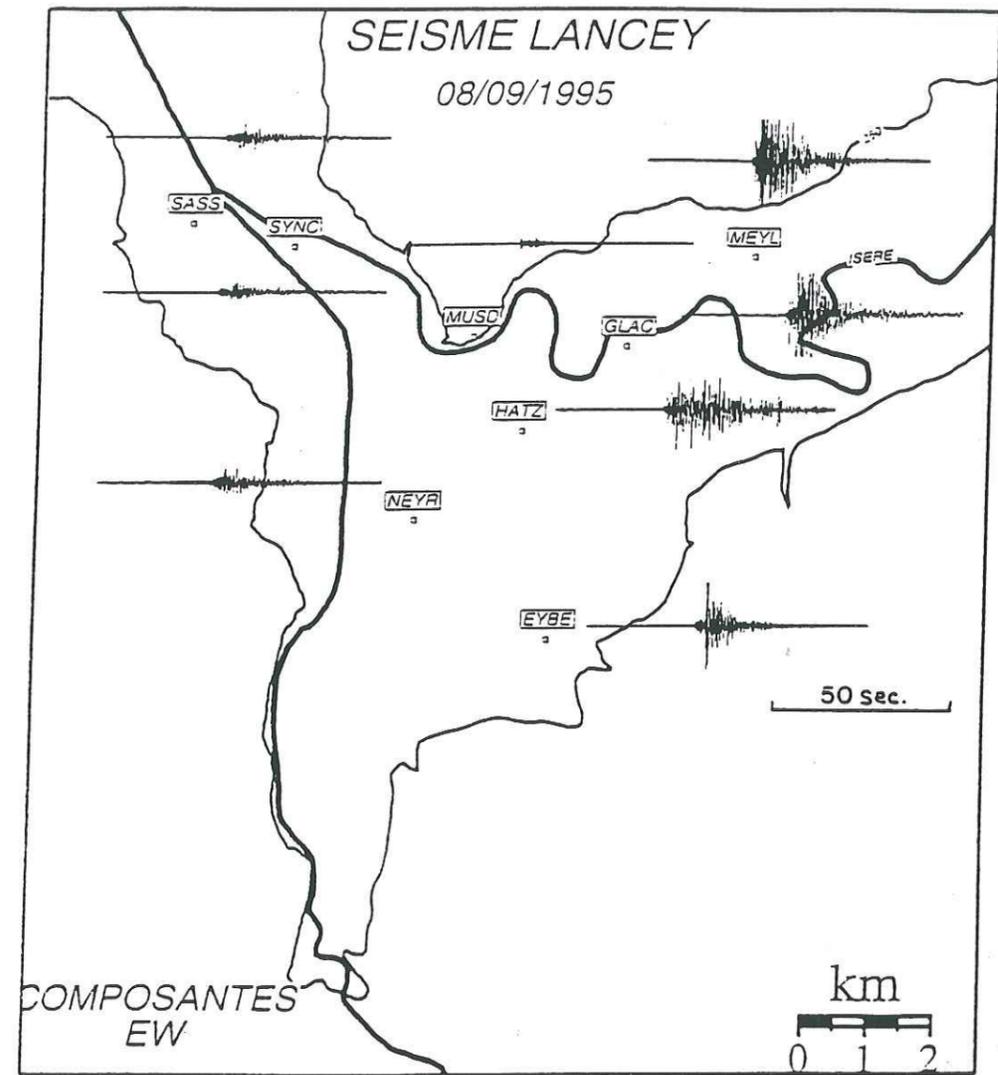


Figure II.59 : Enregistrement du séisme de la Combe de Lancey (08/09/95) par différentes stations installées dans la ville de Grenoble (Le Brun et Hatzfeld, 1996).

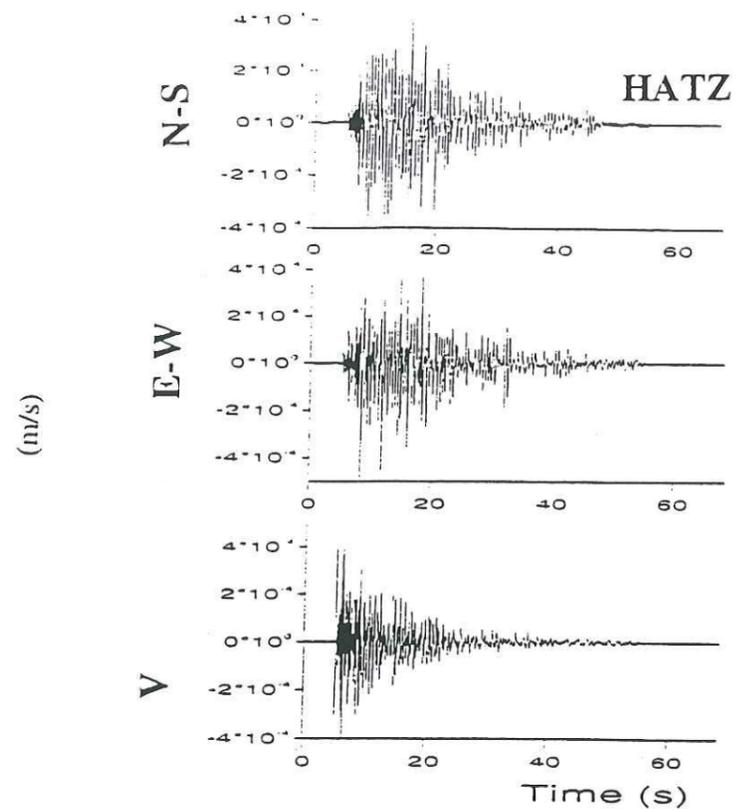


Figure II.60 : Enregistrement du séisme de Lancey, utilisé comme fonction de Green empirique, au site HATZ.

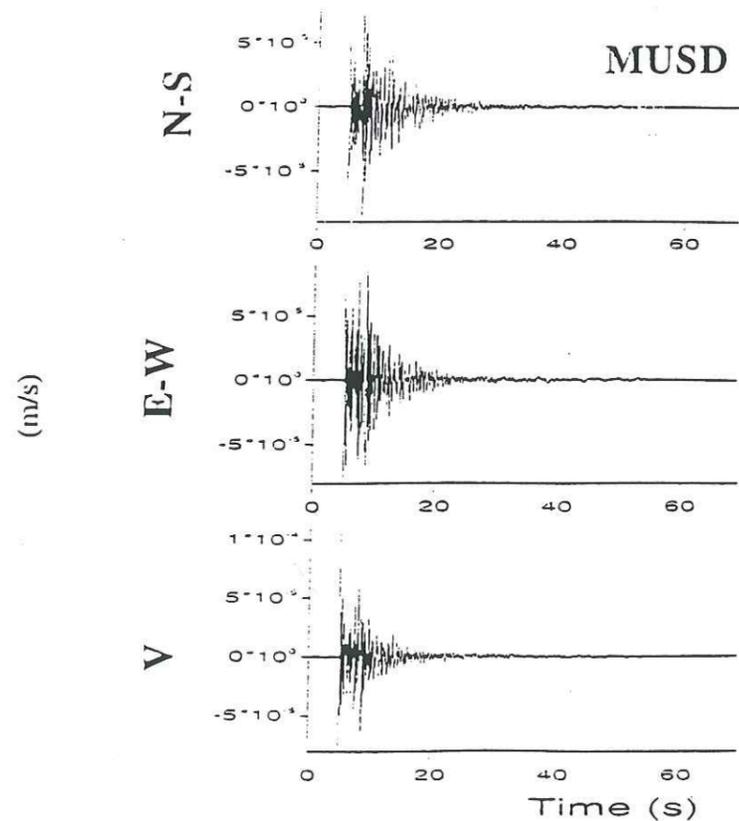


Figure II.61 : Enregistrement du séisme de Lancey, utilisé comme fonction de Green empirique, au site MUSD.

Les enregistrements en ces deux sites du séisme de Lancey étant de très bonne qualité, nous avons choisi de les utiliser comme fonctions de Green empiriques dans le but de simuler un séisme de magnitude 5.5 à proximité de la ville de Grenoble (distance épacentrale de l'ordre de 20 km). Nous déterminons les paramètres du séisme cible de la manière suivante :

* L'orientation et la position du plan de faille sont ceux qui ont été présentés plus haut pour le séisme de Lancey (faille du Grésivaudan).

* Nous avons choisi de modéliser un séisme de magnitude $M_w=5.5$. Nous utilisons la relation suivante proposée par Kanamori (1977), pour déterminer le moment correspondant :

$$M_w = \left(\frac{2}{3}\right) \cdot \log M_0 - 6.0 \quad (\text{II.57})$$

soit :

$$\log M_0 = 9.0 + 1.5 \cdot M_w \quad (\text{II.58})$$

D'où un moment de $1.7 \cdot 10^{17}$ N.m pour le séisme qui nous intéresse.

* La relation précédente est établie dans le cas d'une chute de contrainte supposée égale à 30 bars, nous pouvons donc déterminer la taille du séisme cible en utilisant :

$$R = \sqrt[3]{\frac{7 \cdot M_0}{16 \cdot \Delta \sigma}} \quad (\text{II.59})$$

Ceci conduit à un rayon de l'ordre de 3 km, soit une longueur de faille équivalente d'environ 5 km. Nous avons donc choisi de représenter ce séisme par une faille de 6km*5km.

Simulations à l'aide de fonctions de Green empiriques

Nous utilisons d'abord l'enregistrement du séisme de Lancey comme fonction de Green empirique, afin d'effectuer la simulation du séisme correspondant de magnitude 5.5,

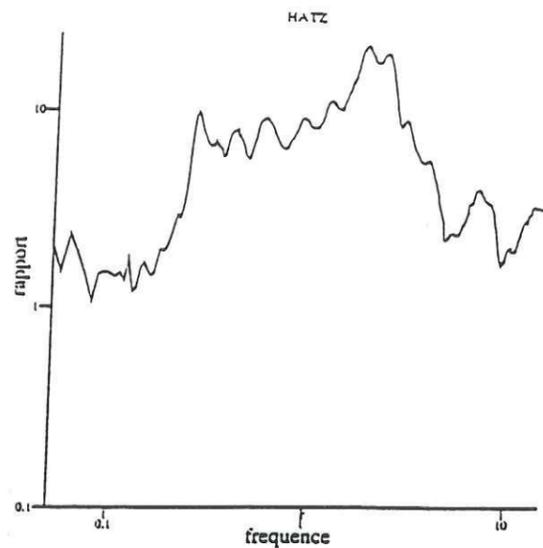


Figure II.62 : Rapport spectral entre les sites HATZ (sédiments) et MUSD (rocher), calculé sur plusieurs séismes enregistrés par ces stations (Le Brun et Hatzfeld, 1996).

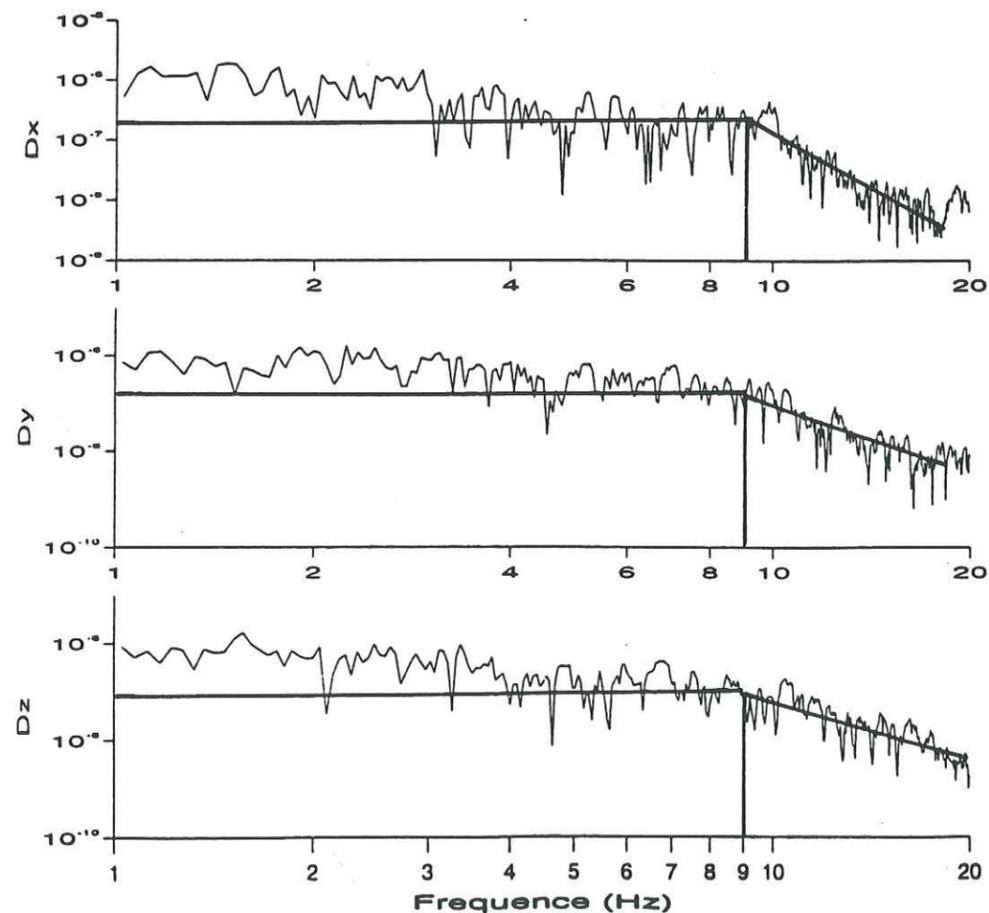


Figure II.63 : Spectres en déplacement de l'enregistrement du séisme de Lancey, à la station au rocher, MUSD. Détermination du niveau plat du spectre basse fréquence et de la fréquence coin, pour calculer la surface de la faille et le moment du séisme.

aux sites HATZ et MUSD. Cette simulation est acceptable puisque la distance épacentrale est grande devant les dimensions de la faille. Il nous faut tout d'abord déterminer la taille et le moment du séisme de Lancey. Pour cela, nous utilisons l'enregistrement obtenu sur le site rocheux MUSD. Le spectre en déplacement est calculé, afin de déterminer de visu la fréquence coin et le niveau plat basse fréquence de ce petit événement (figure II.63). Nous obtenons ainsi une fréquence coin, f_c , égale à 9 Hz, ce qui conduit à un rayon r :

$$r = \frac{1.32 \cdot V_s}{2 \cdot \pi \cdot f_c} \quad (\text{II.60})$$

soit, pour $V_s=3400\text{m/s}$, $r=80\text{m}$, taille du petit événement utilisé comme fonction de Green empirique. Nous fixerons donc la taille du plus petit sous-événement sur le plan de faille à cette valeur de r , qui correspond à r_{min} dans notre modèle du chapitre précédent.

D'autre part, le moment sismique du séisme de Lancey peut être déterminé d'après le niveau plat moyen du spectre basse fréquence, Ω_s , par :

$$M_0 = \frac{\Omega_s \cdot 4\pi \cdot \rho \cdot d_{\text{hyp}} \cdot V_s^3}{R_{\theta\phi}} \quad (\text{II.61})$$

où ρ est la densité égale à 2800 kg/m^3 , $d_{\text{hyp}}=21\text{km}$ la distance épacentrale, et $R_{\theta\phi}=0.66$ la valeur moyenne du coefficient de radiation. Ceci nous conduit à un moment sismique $M_0=3.6 \cdot 10^{13} \text{ N.m}$, pour le petit événement. Il est toutefois important de noter ici que cette estimation du moment correspond au cas d'un espace homogène, or la réalité est tout autre (1/2 espace surmonté de couches à faible vitesse en surface), donc cette valeur du moment est très vraisemblablement surestimée.

Pour la simulation, nous utilisons exactement la procédure décrite dans le chapitre précédent, en faisant intervenir une fonction de Green empirique au lieu de la fonction de Green théorique unique, calculée au centre du plan de faille. La faille est représentée comme l'indique le schéma de la figure II.64, avec une maille de 50m, ce qui implique 120 points dans la longueur et 100 points dans la largeur. La figure II.65 montre une répartition des sous-événements ainsi que la distribution du glissement sur le plan de faille.

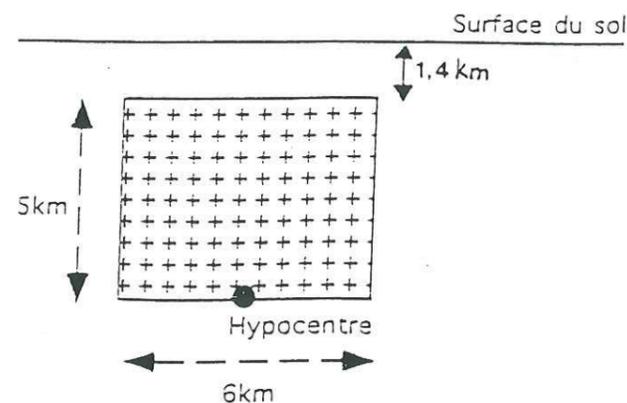


Figure II.64 : Schéma du plan de faille utilisé pour les simulations d'un séisme de magnitude 5.5 sous la Combe de Lancey. Plan de faille : orientation : $39^\circ N$, pendage : 80° , direction du glissement : -5° .

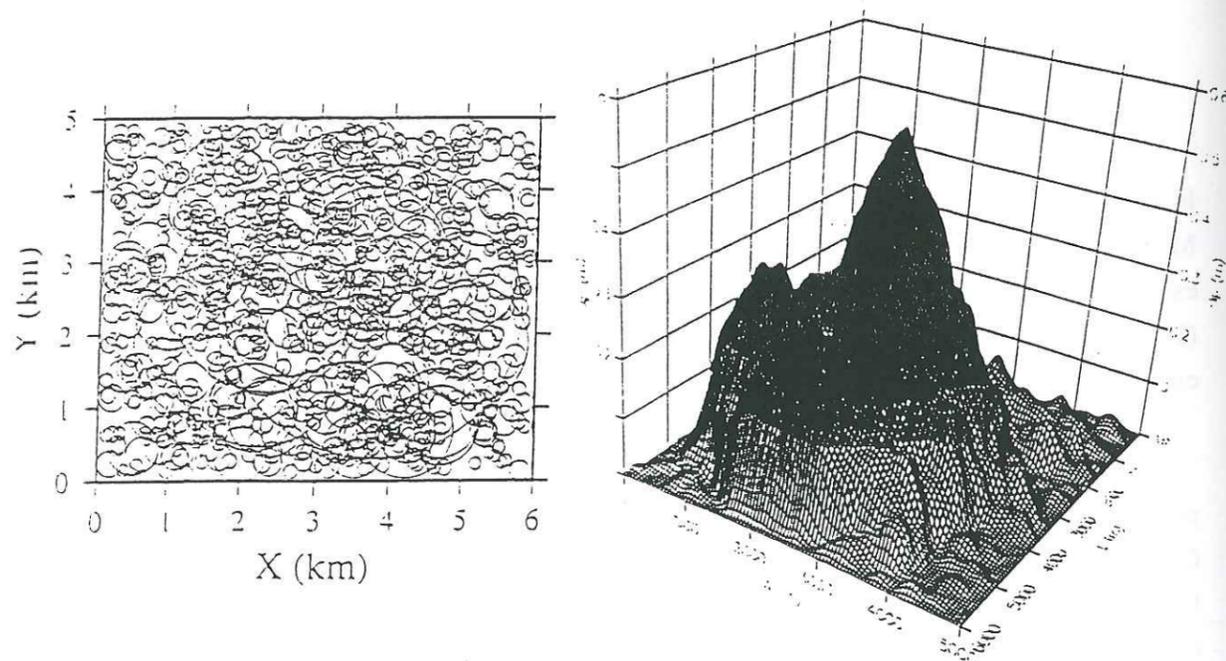


Figure II.65 : Distribution des sous-événements (à gauche) et du glissement (à droite) sur le plan de faille.

Les résultats de la simulation en vitesse obtenue pour les deux sites HATZ et MUSD sont présentés sur la figure II.66. Nous pouvons remarquer une amplification d'un facteur supérieur à 2 pour le site HATZ. La vitesse maximale obtenue pour le site rocheux MUSD (de l'ordre de 0.05 m/s) est en accord avec les valeurs auxquelles conduisent les lois d'atténuation (entre 0.01 et 0.15 m/s, pour un séisme de magnitude 5.5 à une vingtaine de kilomètres).

Enfin, comme pour le cas du séisme de Kobe, nous avons effectué huit simulations avec une distribution aléatoire des sous-événements variable sur le plan de faille. La figure II.67 montre les sismogrammes en vitesse et les spectres correspondants ainsi obtenus pour le site HATZ. Elle met en évidence une très grande stabilité des simulations réalisées.

Simulations à l'aide de fonctions de Green théoriques

Dans un deuxième temps, nous avons cherché à simuler le même séisme de magnitude 5.5 proche de Grenoble, en utilisant cette fois-ci la méthode, décrite précédemment, faisant appel au calcul d'une fonction de Green théorique unique au centre du plan de faille. Pour cela, nous avons tout d'abord estimé la structure géologique sous la ville de Grenoble ; très peu de renseignements sont disponibles à ce sujet, si ce n'est que l'épaisseur des sédiments est d'au moins 500m. Le tableau II.4 donne les caractéristiques de la structure géologique adoptée pour les deux sites HATZ et MUSD. Pour ce calcul, nous avons fixé la taille du plus petit sous-événement, r_{\min} , à 100m.

Les fonctions de Green théoriques calculées pour chacun des deux sites sont présentées sur la figure II.68. Nous pouvons constater que la différence d'amplitude entre les deux sites est très faible, contrairement à ce qui apparaît sur les fonctions de Green empiriques utilisées précédemment. Ceci est lié à une sous-estimation des effets de site dans les sédiments, probablement due à une définition de la structure géologique peu réaliste (épaisseur des dépôts peut-être plus importante, facteur de qualité trop faible, effet de la géométrie du bassin non prise en compte). Par contre la durée du signal est beaucoup plus importante dans le cas de HATZ que pour le site rocheux MUSD, ce qui semble raisonnable pour une telle structure sédimentaire. La figure II.69 offre une comparaison des spectres en vitesse des fonctions de Green empirique et numérique utilisées pour les sites HATZ et MUSD. Le niveau dans les fréquences intermédiaires est comparable pour le site MUSD; tandis que la fonction de Green numérique au site sédimentaire HATZ a tendance à être trop faible.

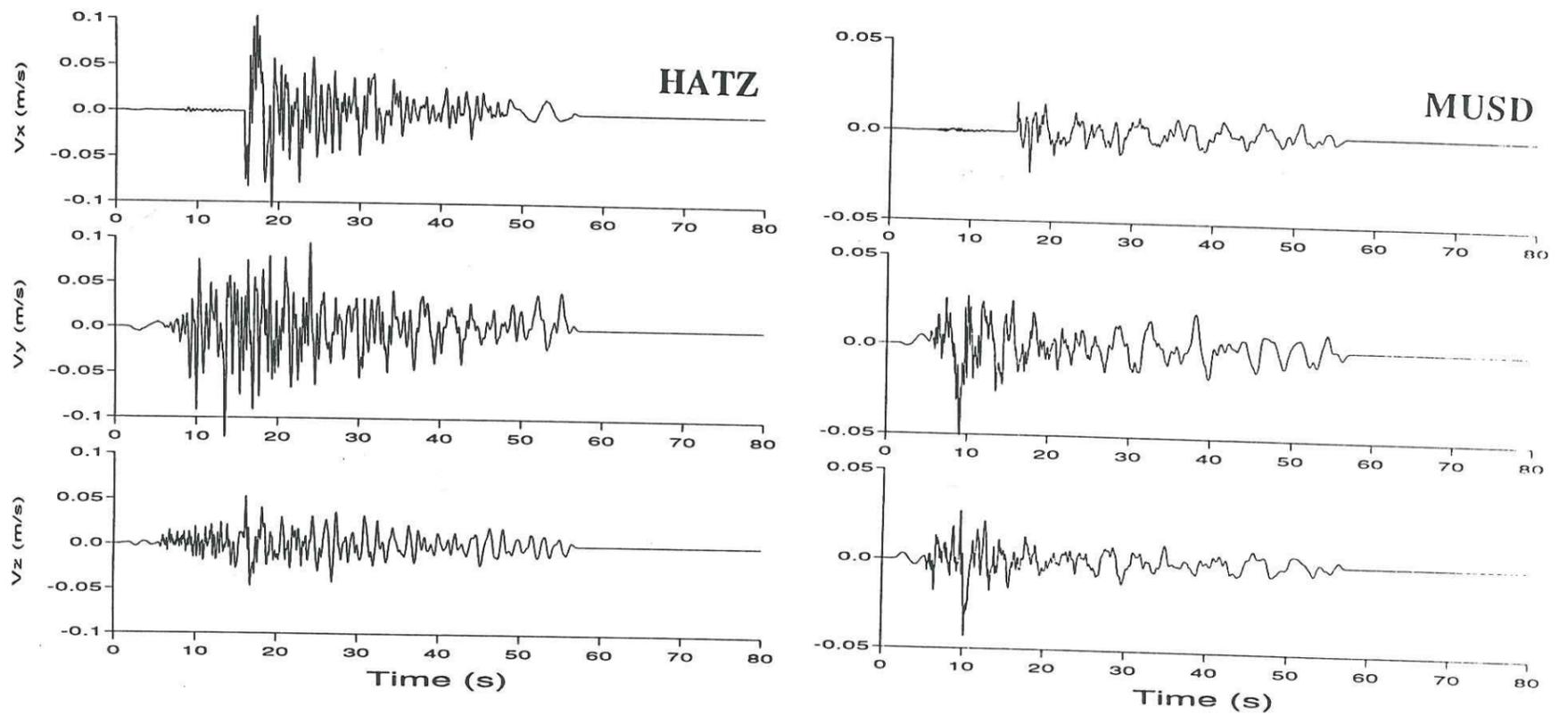


Figure II.66 : Sismogrammes en vitesse pour les sites HATZ (à gauche) et MUSD (à droite), obtenus par simulation avec la méthode des fonctions de Green empiriques.

HATZ

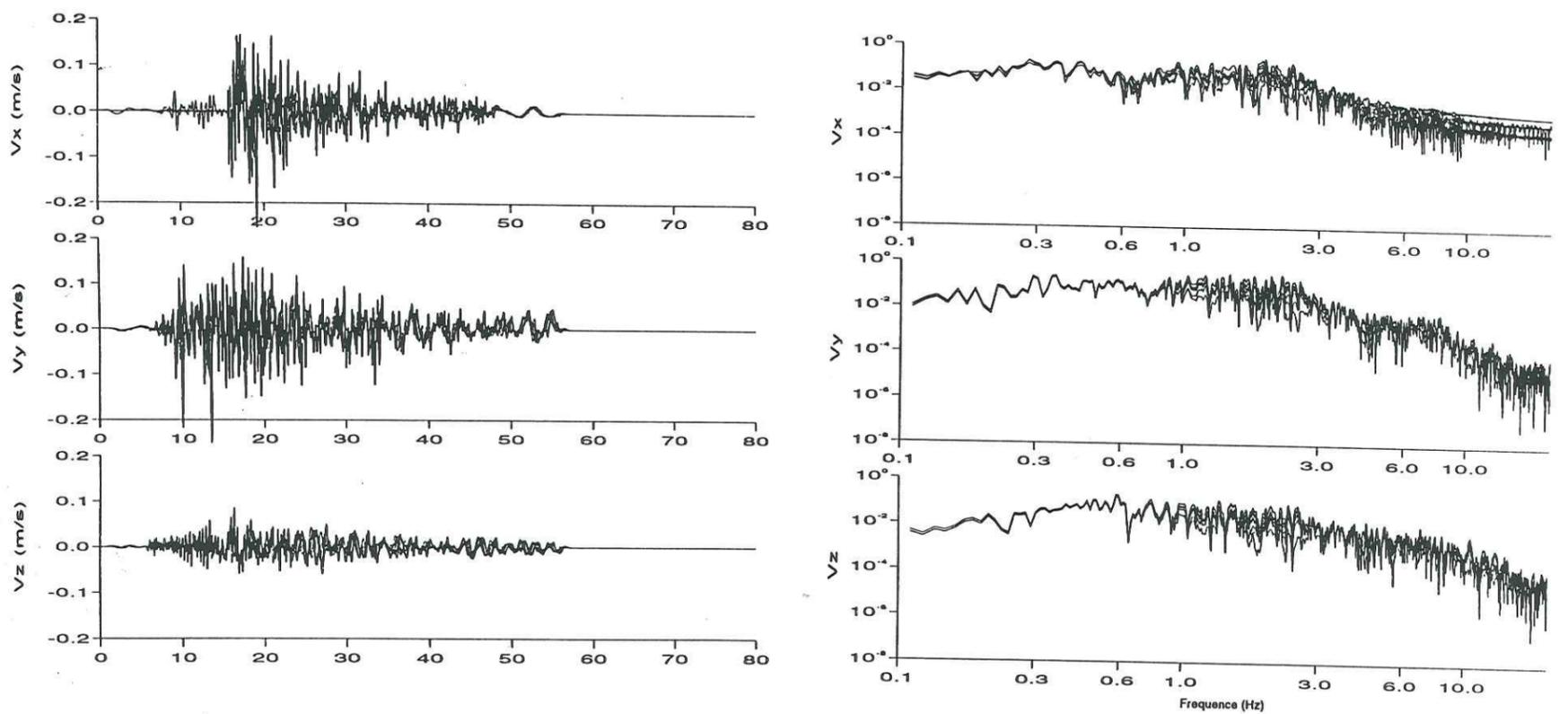


Figure II.67 : Sismogrammes en vitesse (à gauche) et spectres (à droite) obtenus au site HATZ, pour différentes distributions des sous-événements sur la plan de faille, avec la méthode des fonctions de Green empiriques.

Site HATZ					
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Qp	Qs
0	500	300	1300	50	25
40	1100	680	1800	70	35
500	3000	1500	2300	200	100
700	3600	1880	2400	240	120
900	4200	2260	2500	280	140
1100	4800	2640	2600	320	160
1300	5400	3020	2700	360	180
1500	6000	3400	2800	400	200

Site MUSD					
Prof. (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Qp	Qs
0	3000	1500	2300	200	100
200	3600	1880	2400	240	120
400	4200	2260	2500	280	140
600	4800	2640	2600	320	160
800	5400	3020	2700	360	180
1000	6000	3400	2800	400	200

Tableau II.4 : Structures géologiques des sites HATZ et MUSD.

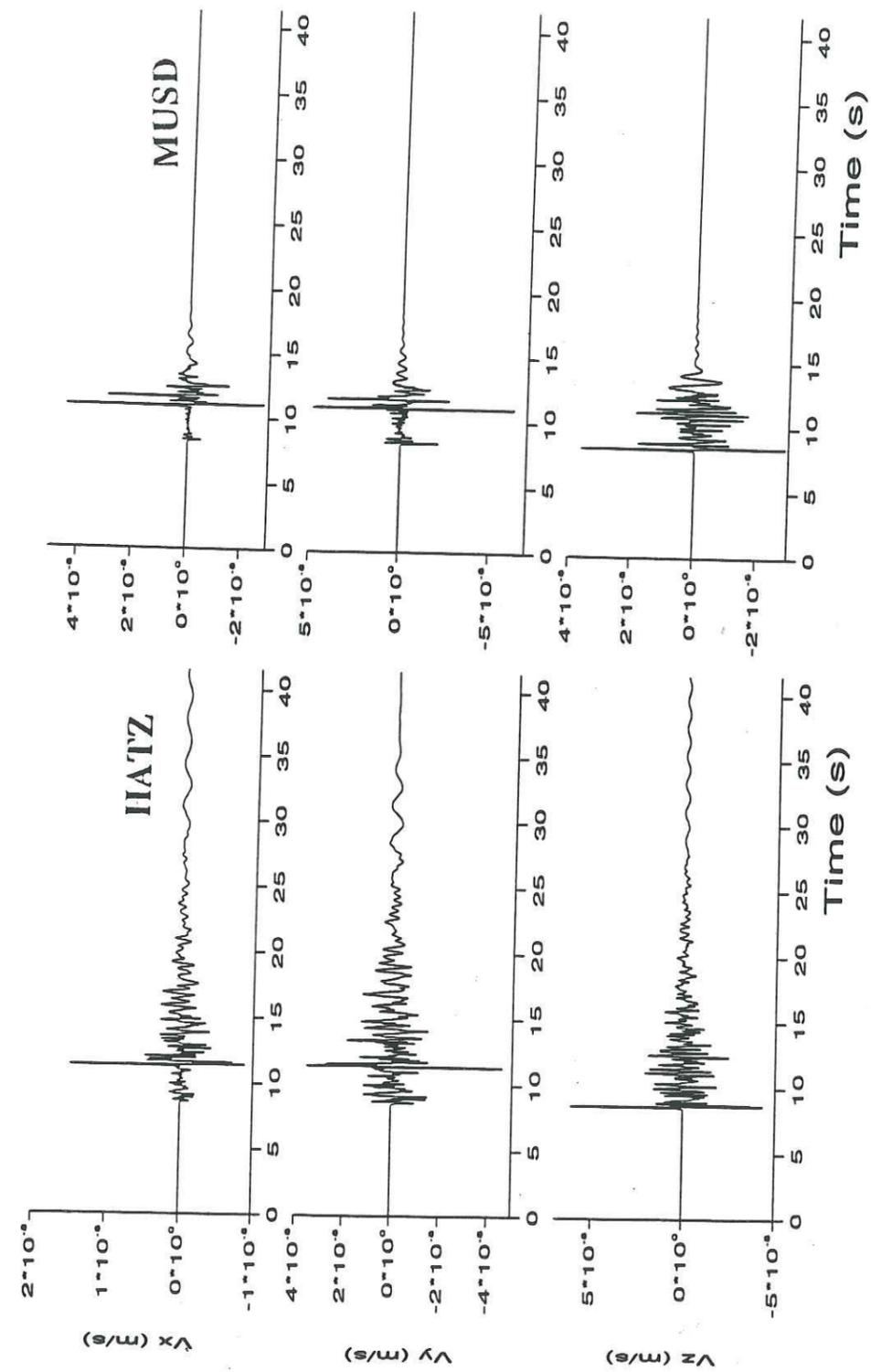


Figure II.68 : Fonctions de Green numériques calculées pour les sites HATZ (à gauche) et MUSD (à droite).

La figure II.70 montre les résultats des simulations en vitesse pour chacun des sites HATZ et MUSD. Nous pouvons tout d'abord constater une vitesse maximale plus faible que dans le cas de l'utilisation des fonctions de Green empiriques. En effet, la vitesse maximale obtenue au site rocheux MUSD (0.01 m/s) correspond à la borne inférieure des valeurs données par les lois d'atténuation (entre 0.01 et 0.15). Comme pour les fonctions de Green théoriques, la différence d'amplitude entre les deux sites ne dépasse pas un facteur 2, par contre la durée du signal est nettement plus importante pour le site sédimentaire.

Nous avons, là encore, effectué huit simulations pour des distributions de sous-événements variables, dans le cas du site HATZ. La figure II.71 montre les sismogrammes en vitesse et les spectres correspondants obtenus et met en évidence une très grande stabilité des résultats.

Il apparaît donc que la méthode proposée utilisant des fonctions de Green théoriques, est très sensible à une définition peu contrainte de la structure géologique locale. En effet, d'importants effets de site peuvent se trouver nettement sous-estimés, comme dans le cas du site HATZ étudié ici. C'est pourquoi il est nécessaire de combiner les simulations de mouvements forts avec des études d'effets de site et de microzonage indépendantes, pour bien contraindre l'évaluation du risque sismique dans une région donnée.

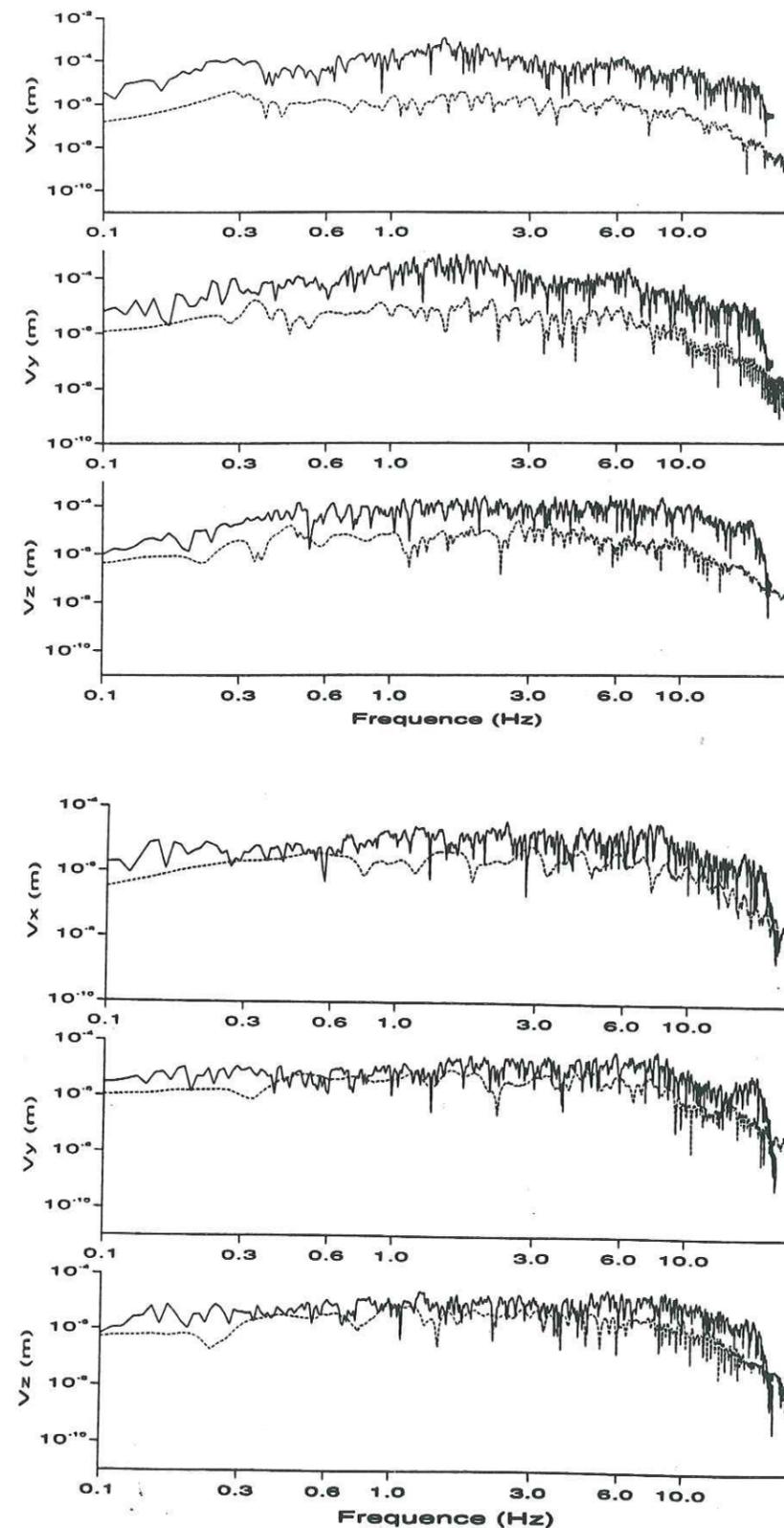


Figure II.69 : Comparaison des spectres en vitesse des fonctions de Green empirique (trait plein) et numérique (trait pointillés) pour les sites HATZ (en haut) et MUSD (en bas).

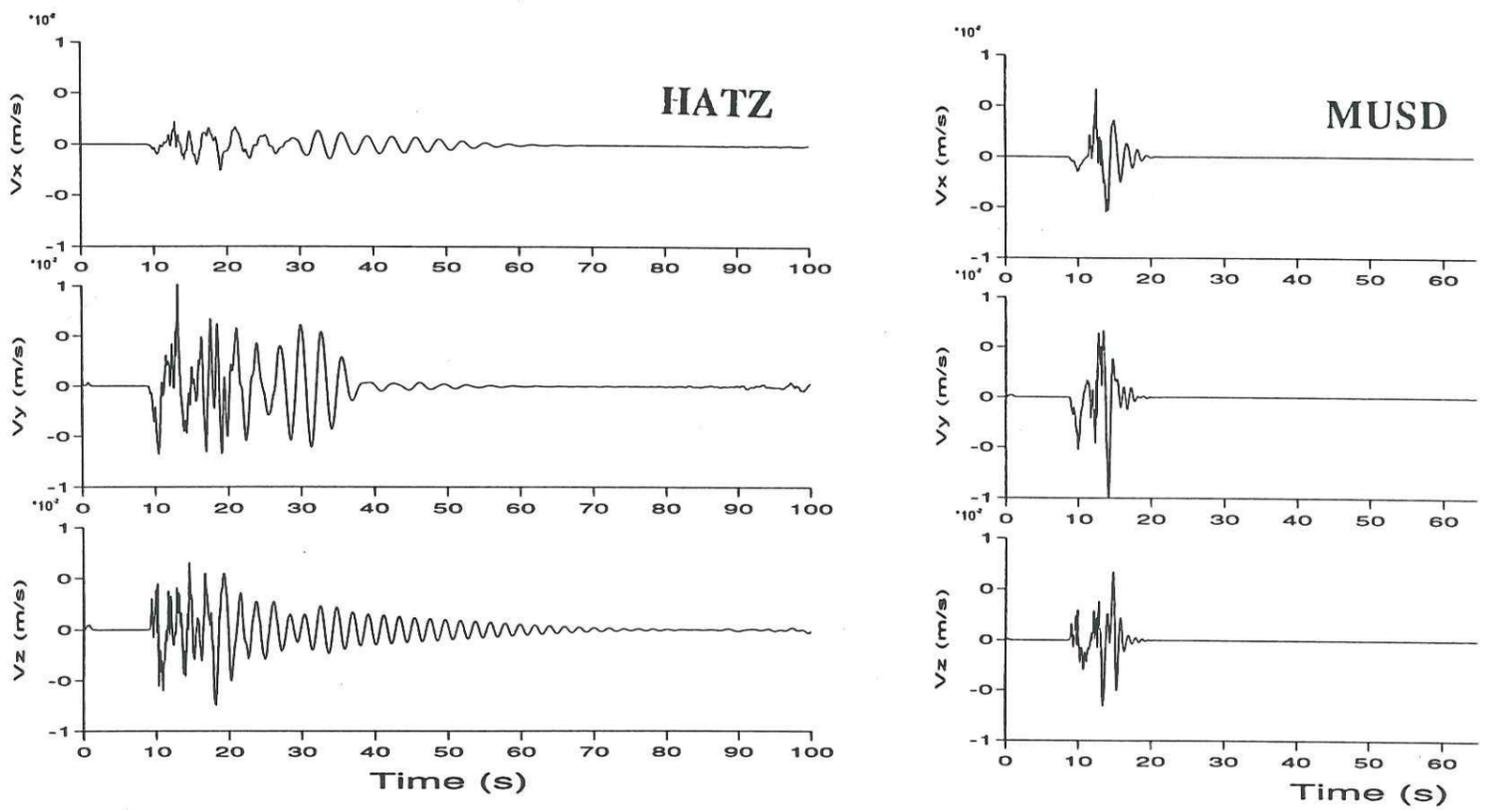


Figure 11.70 : Sismogrammes synthétiques en vitesse, obtenus avec la méthode utilisant une fonction de Green numérique, pour les sites HATZ (à gauche) et MUSD (à droite).

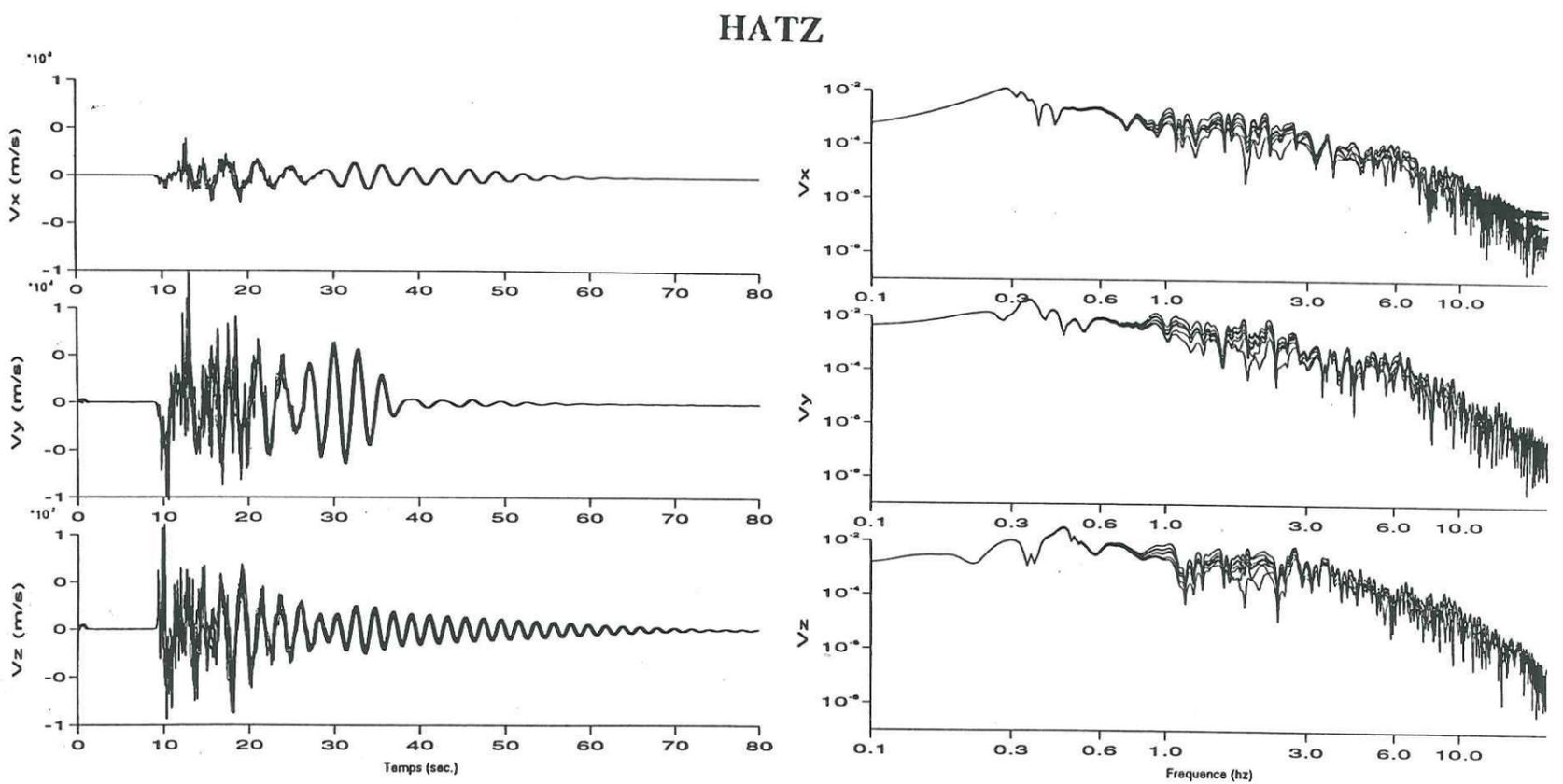


Figure 11.71 : Sismogrammes en vitesse (à gauche) et spectres (à droite) obtenus au site HATZ, pour différentes distributions des sous-événements sur la plan de faille, avec la méthode utilisant une fonction de Green numérique.

II.3.3 Simulations en champ proche sur la ville d'Annecy

Contexte géologique et caractéristiques du séisme cible

La ville d'Annecy, située dans les Alpes, a été frappée le 15 juillet 1996 par un séisme de magnitude 5.3, qui a fait des dégâts atteignant l'intensité 7 sur l'échelle MSK, dans les villages situés près de l'épicentre. Par le passé, plusieurs séismes d'intensité allant jusqu'à 7-8 sur l'échelle MSK sont survenus dans cette partie des Alpes. Aucune station accélérométrique n'était installée à proximité de la zone épiscopale le 15 juillet 1996. C'est pourquoi nous appliquons la méthode décrite ci-dessus utilisant une fonction de Green théorique calculée au centre du plan de faille, pour modéliser l'accélération en champ proche, due à ce séisme. Les caractéristiques du séisme cible sont les suivantes :

* La magnitude déterminée par le Réseau SISMALP est de 5.3, ce qui conduit à un moment sismique de $8.9 \cdot 10^{16}$ Nm (en supposant $M_L = M_w$, pour la magnitude).

* La taille du plan de faille est déterminée d'après la distribution des répliques (carte des répliques sur la figure II.72), conduisant à une surface de 3.5km * 3.5km. Ceci implique une chute de contrainte égale à :

$$\Delta\sigma = \frac{7 \cdot M_0}{16 \cdot \left(\sqrt{\frac{S}{\pi}}\right)^3} = 50 \text{ bars.}$$

* La profondeur du foyer, déterminée par le réseau SISMALP, est de 4 km. Le mécanisme au foyer correspond à un décrochement senestre, avec une orientation du plan de faille par rapport au Nord de 145°, un pendage de 80°, et une direction de glissement de -174°. La figure II.73 schématise la géométrie de la faille adoptée pour les simulations.

Quatre sites seront étudiés (ANCY, TESS, LBAL et SEYS), tous situés à une distance comprise entre 1 et 5 km de l'épicentre. La figure II.74 montre la position de l'épicentre et des sites pour lesquels seront faites les simulations. Le tableau II.5 donne, pour chaque site, la distance épiscopale et l'azimut source-station par rapport au Nord.

La région est située dans une zone de dépôts du miocène inférieur, constitués de calcaires grésos-micacés, marnes et conglomérats, qui surmontent les formations

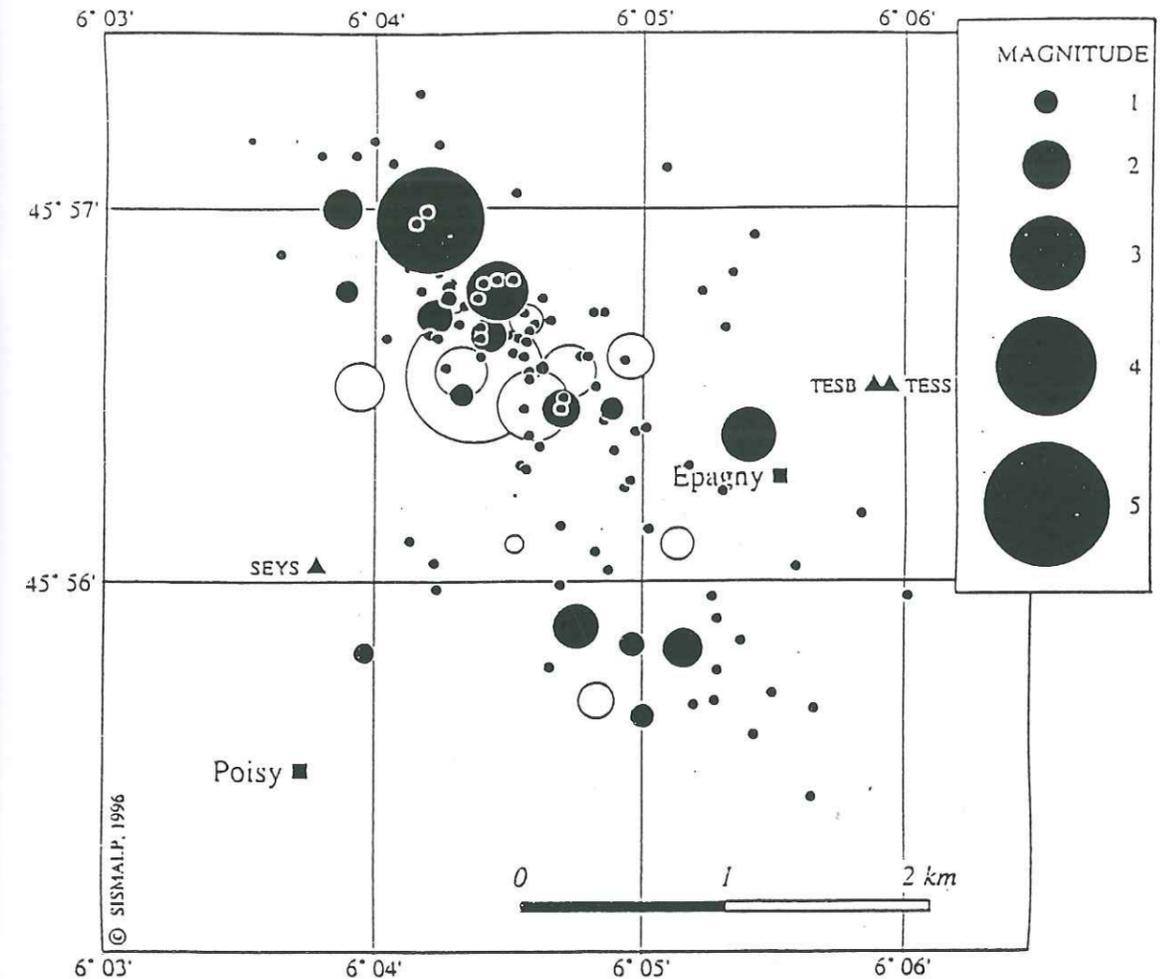


Figure II.72 : Localisation de l'épicentre (cercle de plus grand diamètre) et des répliques du séisme de Annecy (15/07/96).

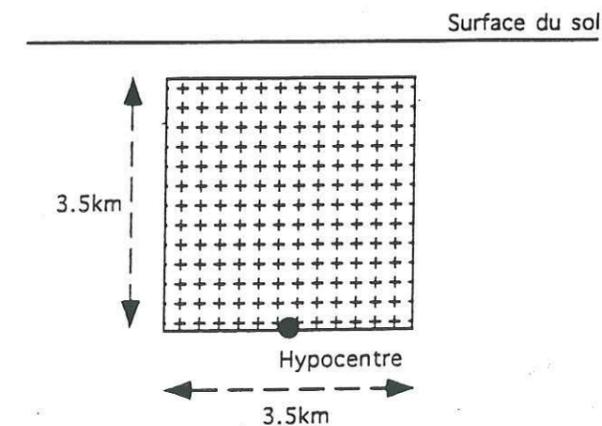


Figure II.73 : Schéma du plan de faille utilisé pour les simulations du séisme de Annecy (magnitude 5.3).

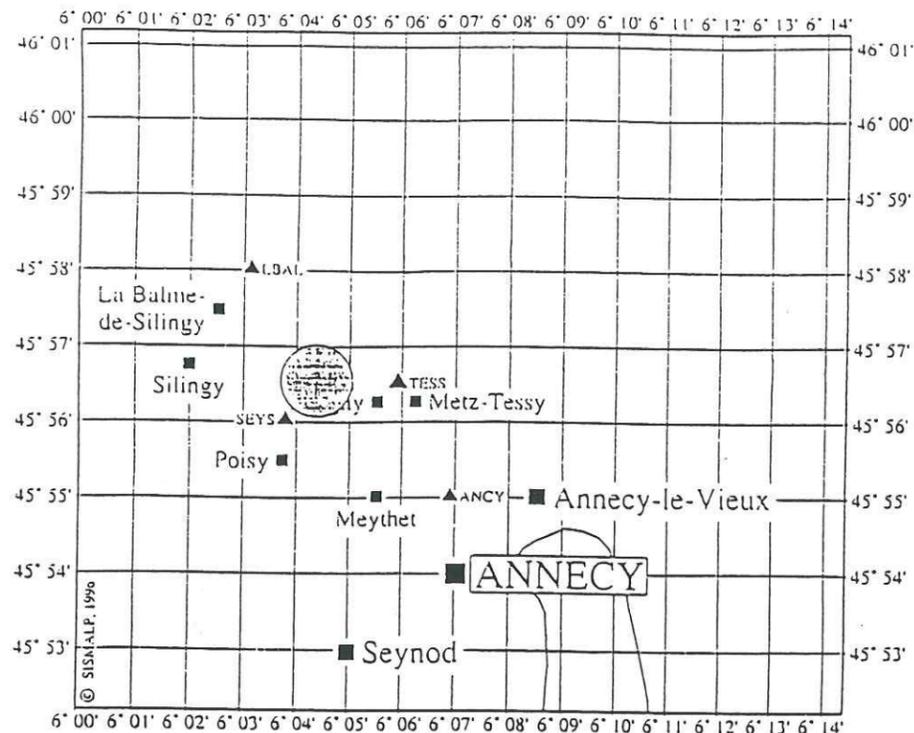


Figure II.74 : Carte indiquant l'épicentre du séisme de Annecy, ainsi que les sites étudiés : LBAL, ANCY, TESS, SEYS.

Site	Distance épicentrale (km)	Azimut (deg.)
ANCY	4,7	130°
LBAL	3,3	330°
TESS	2	90°
SEYS	1,3	230°

Tableau II.5 : Sites utilisés pour l'étude du séisme de Annecy.

Structure "rocher"					
Prof. (m)	V _p (m/s)	V _s (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Q _p	Q _s
0	3000	1500	2300	200	100
800	3600	1800	2400	240	120
1600	4200	2100	2500	280	140
2400	4800	2400	2600	320	160
3200	5400	2700	2700	360	180
4000	6000	3000	2800	400	200

Structure "sédiments"					
Prof. (m)	V _p (m/s)	V _s (m/s)	Dens.(g/cm ³)	Q _p	Q _s
0	1000	500	1700	50	25
100	3000	1500	2300	200	100
800	3600	1800	2400	240	120
1600	4200	2100	2500	280	140
2400	4800	2400	2600	320	160
3200	5400	2700	2700	360	180
4000	6000	3000	2800	400	200

Tableau II.6 : Structures géologiques de type "rocher" et "sédiments" utilisées pour Annecy.

mésozoïques de nature marmo-calcaire. La structure géologique étant tout de même assez mal connue, nous envisagerons deux cas de figure pour chaque site : une structure de rocher jusqu'en surface ; ou la même structure surmontée d'une couche sédimentaire dans laquelle les vitesses des ondes sont plus lentes, en surface, d'une épaisseur de 100m. Les caractéristiques de ces deux types de structures sont présentées dans le tableau II.6.

Résultats

Nous avons, pour chacun des quatre sites, effectué deux simulations, l'une pour la structure de type "rocher" et l'autre pour la structure comprenant une couche "sédimentaire" de surface. La figure II.75 présente les résultats obtenus pour les sites ANCY, LBAL, SEYS et TESS, pour la structure "rocher". Nous pouvons ainsi observer que les deux sites ANCY et LBAL, situés dans le prolongement de chacune des deux extrémités de la faille en surface, à 3 ou 4 km de l'épicentre, sont caractérisés par des accélérogrammes synthétiques très voisins l'un de l'autre, avec un pic d'accélération d'environ 1 m/s² sur la composante longitudinale. Par contre, les deux sites SEYS et TESS, situés de part et d'autre de la faille, à 1 ou 2 km de l'épicentre, présentent une accélération plus forte sur les composantes transversale et verticale, atteignant une valeur voisine de 3 m/s².

Si l'on s'intéresse maintenant aux résultats obtenus pour ces mêmes sites en supposant l'existence d'une couche sédimentaire de surface (figure II.76), nous pouvons tout d'abord constater un niveau d'accélération et une durée du signal plus important sur l'ensemble des cas. Là encore, les deux sites ANCY et LBAL sont le siège d'une accélération maximale voisine de 2 m/s² sur la composante longitudinale ; tandis que, pour les sites SEYS et TESS, on observe un pic à environs 5 m/s² sur la composante transversale.

Comme nous l'avons souligné pour le cas de Kobe, en prenant une vitesse des ondes S égale à celle à l'hypocentre, sur tout le plan de faille, il arrive de se trouver ici avec une vitesse de rupture supérieure à la vitesse des ondes S dans le milieu, à certaines profondeurs. Ceci peut poser le problème de l'apparition d'ondes de choc qui sont peut-être à l'origine des pics en vitesse importants observés sur les simulations. Nous avons donc réalisé exactement les mêmes calculs que précédemment, pour les structures rocheuses et sédimentaires, mais en prenant en compte les variations de vitesse de rupture avec la profondeur. Le vitesse de rupture en chaque point du plan de faille correspond ainsi à 0.9 fois la vitesse des ondes S dans le milieu, à la profondeur du point considéré. Les figures II.77 et II.78 montrent les résultats ainsi obtenus pour les structures de type rocher et de type sédiments, respectivement. Nous notons en effet, une diminution de l'amplitude des accélérations ainsi

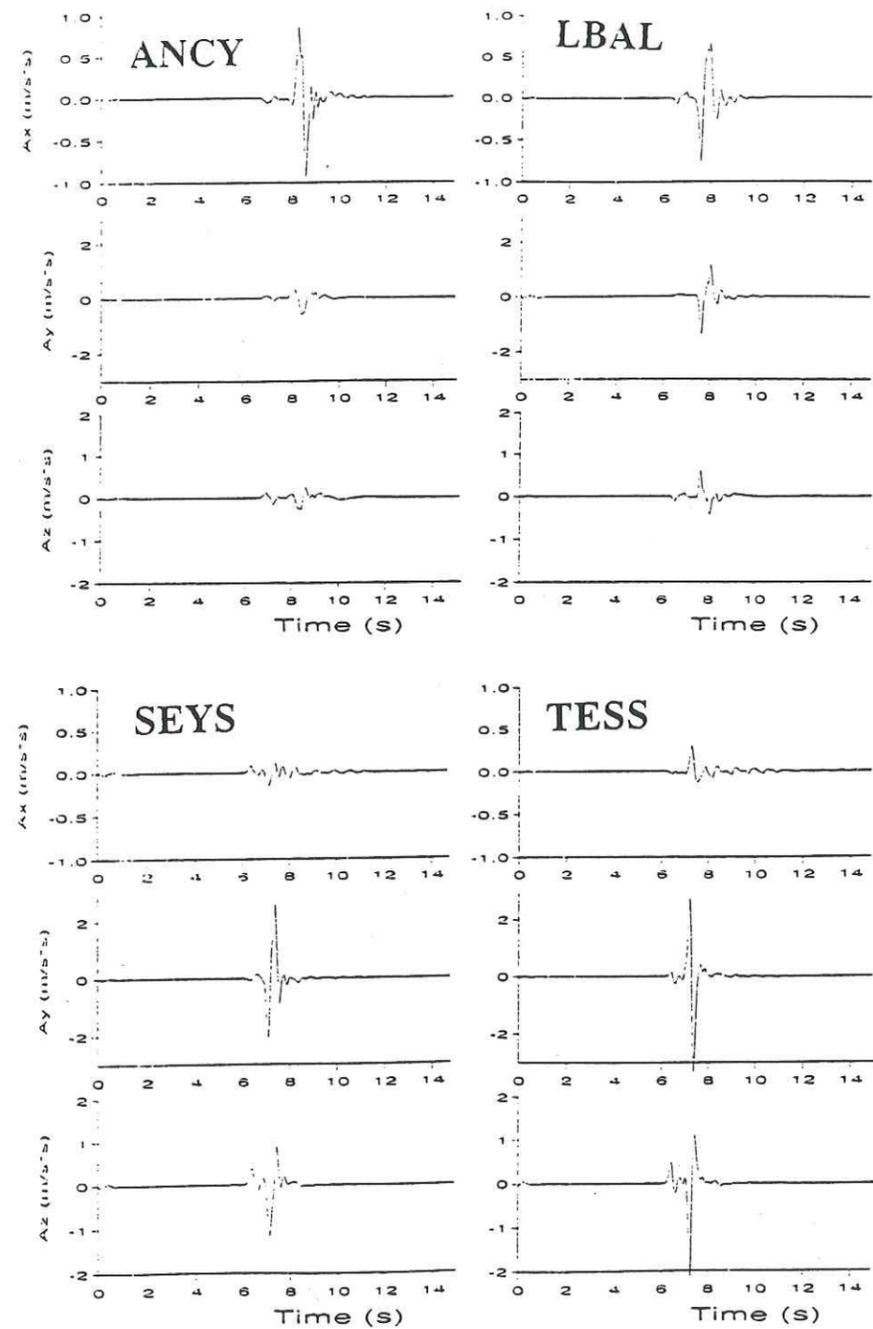


Figure II.75 : Accélérogrammes simulés pour les sites ANCY (en haut à gauche), LBAL (en haut à droite), SEYS (en bas à gauche) et TESS (en bas à droite) ; pour une structure de type "rocher".

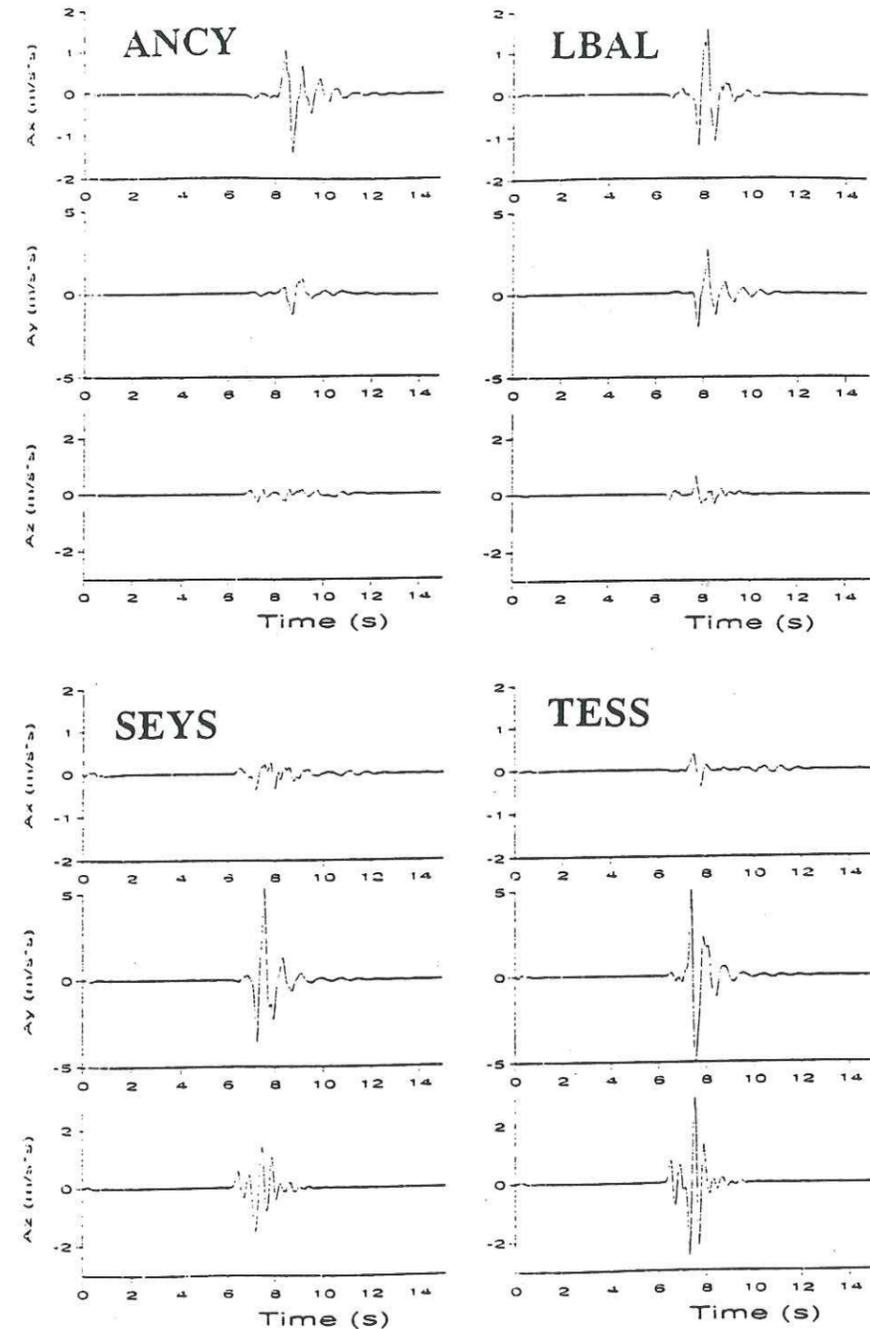


Figure II.76 : Accélérogrammes simulés pour les sites ANCY (en haut à gauche), LBAL (en haut à droite), SEYS (en bas à gauche) et TESS (en bas à droite) ; pour une structure de type "sédimentaire".

atteintes, d'un facteur 2 au moins. La valeur maximale de l'accélération est donc de l'ordre de 0.2 g, pour la structure sédimentaire au site le plus proche (SEYS). La figure II.79 montre également les spectres de réponse ainsi obtenus pour chacun des sites, pour un amortissement de 0.03. Il est intéressant de noter ici que pour les sites SEYS et TESS, situés de part et d'autre de la faille et sujets à un important effet de directivité, les composantes EW donnent lieu à des spectres de réponse qui sont supérieurs au spectre de référence préconisé par l'AFPS (Association Française de Génie Parasismique) dans cette région.

Cette étude par simulation sur la ville d'Annecy et les villages avoisinants montre que l'on doit s'attendre, dans le cas d'une situation de champ proche comme celle-ci, à des accélérations relativement importantes, pouvant éventuellement atteindre des valeurs de l'ordre de 0.2 g. Ce type d'exemple doit être pris en compte dans le cadre de l'évaluation de l'aléa sismique utilisé pour établir les normes de construction parasismique. Reste également à savoir si un signal aussi fort mais impulsif, comme celui obtenu ici, est de nature à amener des bâtiments à la ruine.

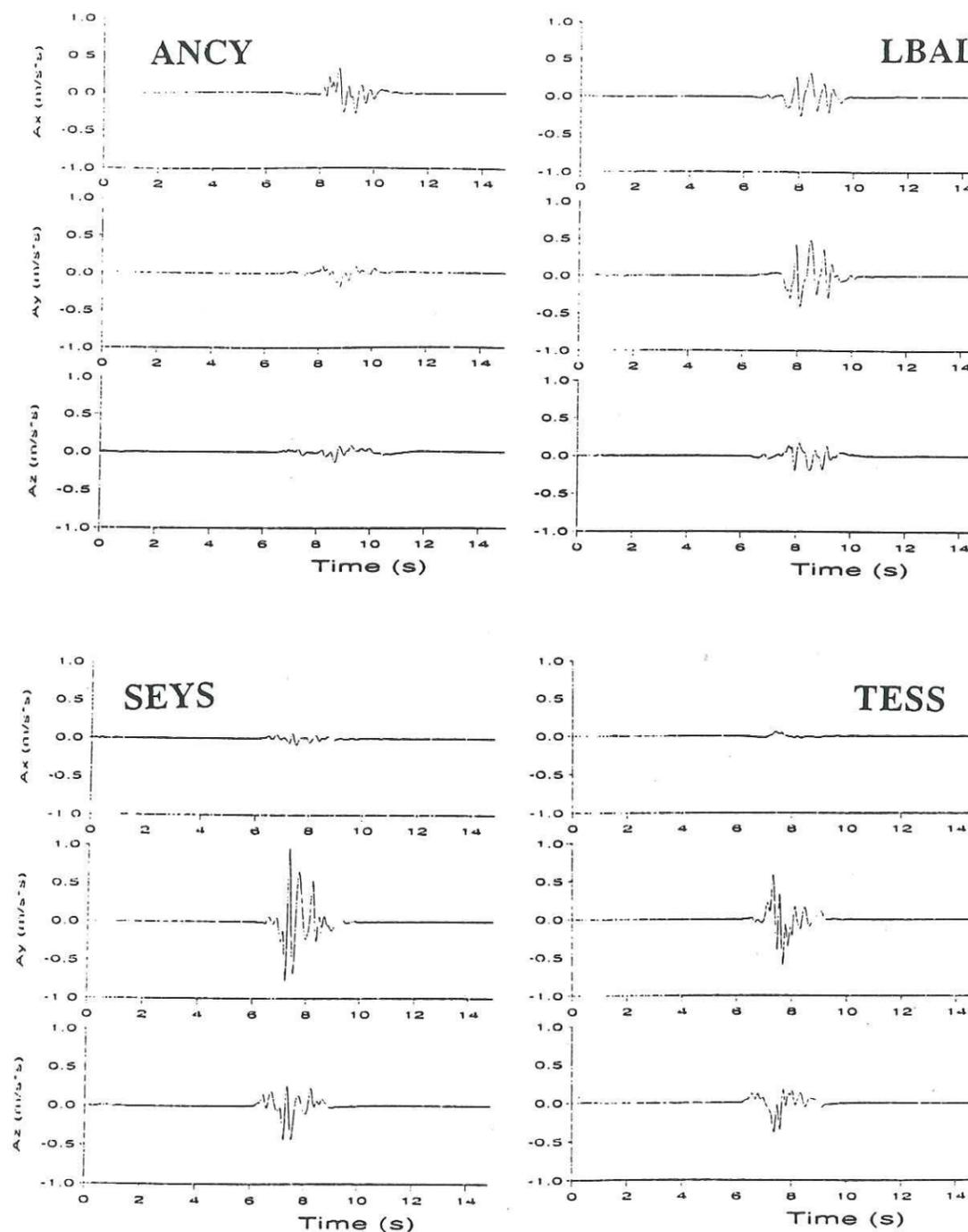


Figure II.77 : Accélérogrammes simulés pour les sites ANCY (en haut à gauche), LBAL (en haut à droite), SEYS (en bas à gauche) et TESS (en bas à droite) ; pour une structure de type "rocher" ; en introduisant une vitesse de rupture variable selon la profondeur sur le plan de faille.

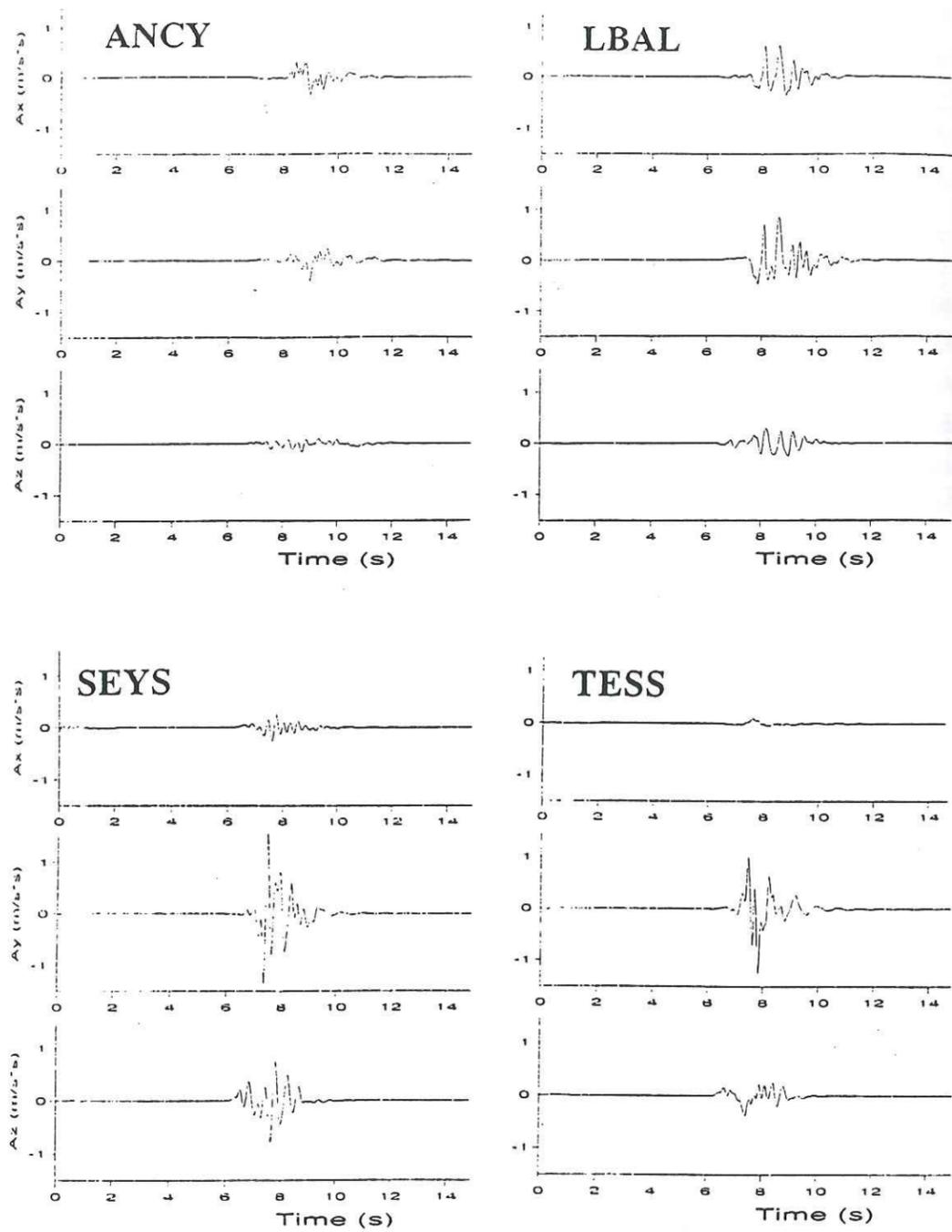


Figure II.78 : Accélérogrammes simulés pour les sites ANCY (en haut à gauche), LBAL (en haut à droite), SEYS (en bas à gauche) et TESS (en bas à droite) ; pour une structure de type "sédimentaire" ; en introduisant une vitesse de rupture variable selon la profondeur sur le plan de faille.

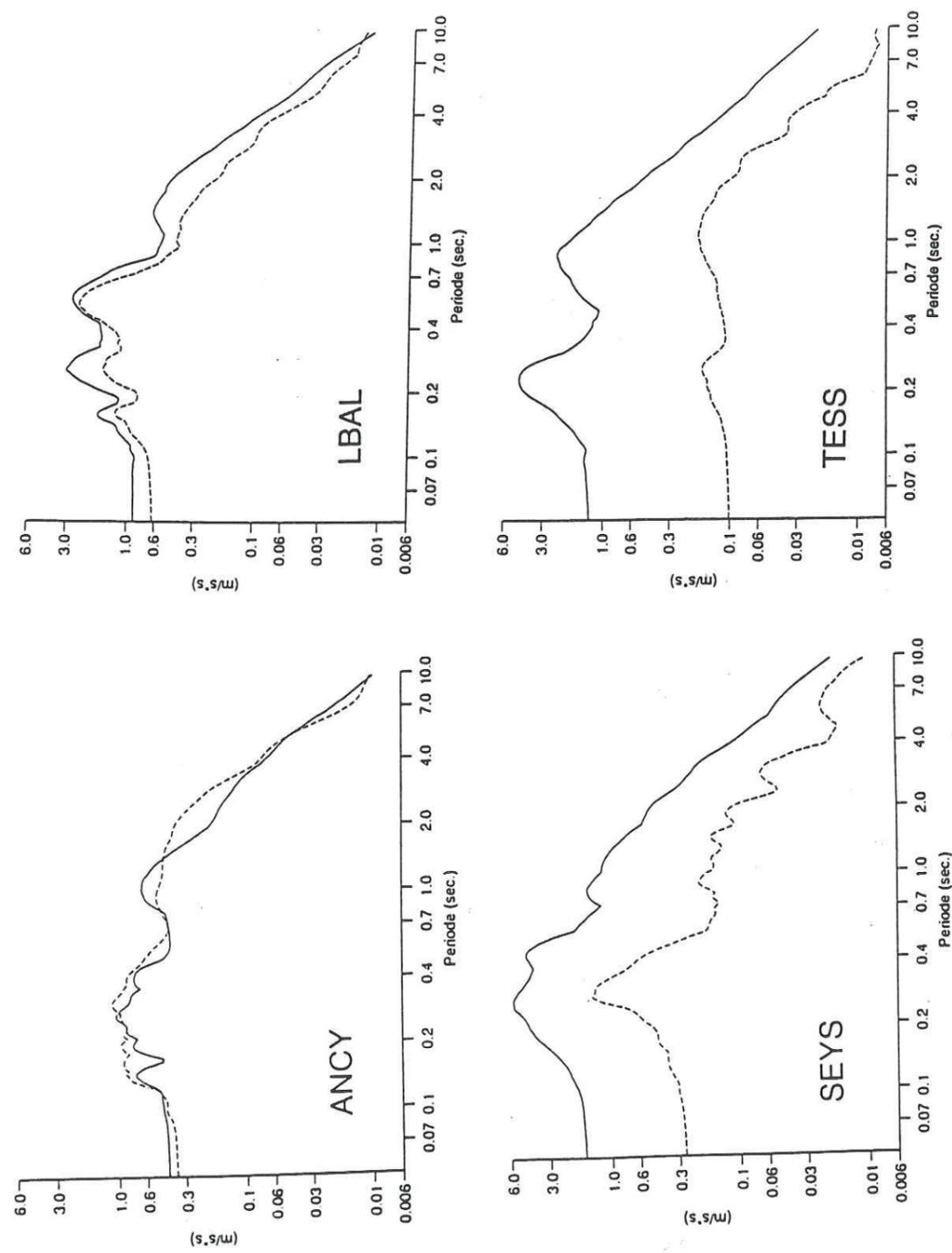


Figure II.79 : Spectres de réponse obtenus à partir des accélérogrammes simulés pour la structure de type sédimentaire, avec vitesse de rupture variable, pour chacun des sites étudiés (Trait pointillé: composante NS, trait plein: composante EW; amortissement: 0.03).

II.3.4 Conclusions

L'ensemble des tests de validation et des applications, réalisés sur la méthode de simulation numérique proposée, a permis de mettre en évidence certains points importants qui méritent d'être rappelés :

* Nous avons tout d'abord montré une influence, parfois importante, de la position du point source de la fonction de Green utilisée, dans le cas de méthodes n'utilisant qu'une seule fonction de Green. Ceci est plus particulièrement vrai pour des sites en champ proche, et surtout dans le cas de structures géologiques comprenant des couches sédimentaires en surface. Cette dernière remarque s'applique certainement plutôt aux cas où la faille sur laquelle sont calculées les fonctions de Green arrive jusqu'en surface, comme pour le séisme de Kobe par exemple. Il est donc important de prendre en considération cette question lors de l'utilisation d'une méthode faisant appel à une fonction de Green empirique unique.

* La méthode que ce travail nous amène à proposer est basée sur l'utilisation de fonctions de Green théoriques, pour plusieurs raisons :

- Nous voulons être en mesure de faire des simulations en milieux urbains, où il est souvent difficile d'obtenir de bons, et assez nombreux, enregistrements de fonctions de Green empiriques ;

- Nous devons discrétiser le plan de faille en un maillage de points très dense, pour chacun desquels on calculera ou interpolera la fonction de Green théorique correspondante, dans le but de considérer, en champ proche, la contribution propre apportée par chaque partie d'un vaste plan de faille ;

* En comparant cette technique avec la méthode plus classique des fonctions de Green empiriques, nous insistons, dans le cas par exemple de la ville de Grenoble, sur le principal inconvénient lié à l'utilisation de fonctions de Green théoriques : il faut prendre en compte une définition fiable et une approximation 1D raisonnable de la structure géologique du site étudié. De grandes variations de l'amplitude maximale simulée peuvent apparaître selon la structure géologique locale retenue. Dans le cas de Grenoble, par exemple, il faudrait utiliser au minimum une structure 2D pour le calcul des fonctions de Green numériques (étant donné la forme du bassin sédimentaire). Il est donc primordial, pour appliquer une telle méthode, de disposer d'informations assez détaillées sur la géologie du site, provenant soit de données de forages si celles-ci existent, soit d'études purement géologiques.

En conclusion de cette partie du travail, nous insistons sur la méthode qui semble la mieux adaptée au site considéré :

* Dans le cas d'un site qui n'est pas placé directement au dessus du plan de faille, et d'une faille n'arrivant pas en surface pour un site sédimentaire, et pour lequel on dispose d'un bon enregistrement d'un petit séisme, il est préférable d'utiliser la méthode des fonctions de Green empiriques, car elle permet de prendre en compte directement la structure géologique locale, sans en avoir la connaissance directe.

* Si la structure géologique ne varie pas trop sur tout le plan de faille, et dans un cas de champ assez lointain, l'utilisation d'une seule fonction de Green suffit. Donc dans ce cas, si aucun enregistrement de petit séisme n'est disponible, il est possible d'utiliser la méthode proposée ici, basée sur le calcul d'une fonction de Green théorique unique au centre du plan de faille.

* Enfin, dans le cas d'un site en champ proche, et d'une structure géologique présentant de forts contrastes du sommet à la base du plan de faille, il apparaît nécessaire de calculer plusieurs fonctions de Green théoriques réparties sur le plan de faille, de manière à prendre en compte la contribution de chaque partie de ce dernier. La méthode proposée, qui est basée sur l'interpolation spatiale de fonctions de Green théoriques, permet de réaliser ce type de simulation, à un coût raisonnable, et avec la possibilité de jouer sur les paramètres stochastiques.

Conclusion générale et perspectives

L'objectif général que nous nous étions fixé était de proposer des méthodes simples d'estimation du mouvement sismique, applicables notamment aux milieux urbains. Deux aspects distincts ont été étudiés : les effets de site liés à la géologie locale et la simulation de mouvements forts.

En ce qui concerne les effets de site, plusieurs méthodes ont été comparées, dans le but de mieux comprendre les résultats qu'elles fournissent, et surtout d'en apprécier les limites de validité. Une étude par simulation numérique de la méthode dite du rapport H/V nous a permis de mettre en évidence certains points importants quant aux applications possibles de cette technique en milieu urbain :

* Le rapport H/V obtenu à partir de simulations numériques de bruit de fond présente, pour des sites de type sédimentaire, un pic dont la position en fréquence est indépendante de la fonction d'excitation de la source ;

* Les rapports H/V obtenus pour des ondes SV à incidence oblique présentent plusieurs pics dont la position est indépendante de l'angle d'incidence, et dont le pic fondamental correspond à celui que présentent les rapports H/V sur le bruit de fond ; et les pics supérieurs, aux harmoniques de résonance ;

* La forme du rapport H/V est largement contrôlée par les courbes de polarisation des ondes de Rayleigh fondamentales ;

* Il y a un bon accord entre les fréquences des pics H/V obtenus sur du bruit de fond et celles qui sont obtenues pour des ondes S verticales : ceci met en évidence le fait que le rapport H/V donne une indication fiable de la fréquence de résonance fondamentale d'une structure stratifiée horizontalement ;

* Par contre, nous avons montré que l'amplitude du rapport H/V est très sensible à certains paramètres tels que le coefficient de Poisson dans la structure sédimentaire et la distance source-récepteur. Par conséquent, son utilisation pour déterminer l'amplification du mouvement horizontal pour des ondes S semble prématurée, d'un point de vue strictement théorique.

Cette approche numérique permet une meilleure compréhension des propriétés du rapport H/V et montre que cette technique est d'un grand intérêt pour les études de microzonage et d'effets de site, dans un contexte urbain. Celle-ci constitue, en effet, un

moyen peu onéreux de déterminer la fréquence de résonance d'un site, c'est à dire la fréquence dominante que sont censés subir, en cas de séisme, les bâtiments du site considéré.

Un deuxième apport de cette étude des effets de site réside dans la comparaison des différentes méthodes qu'elle fournit dans le cas de la ville de Thessalonique. Les résultats de cette comparaison peuvent être résumés de la manière suivante :

* Il y a un bon accord entre les fonctions récepteur, les rapports H/V et les rapports spectraux classiques en ce qui concerne la position de la bande de fréquence amplifiée ;

* Au contraire, les amplitudes obtenues avec les deux méthodes de type H/V sont systématiquement inférieures à celles qui sont obtenues avec les rapports spectraux classiques (surtout à haute fréquence, $f > f_0$), généralement considérés comme donnant le niveau d'amplification réel du site ;

* La méthode du rapport H/V (bruit de fond et fonction récepteur) appliquée aux deux sites de référence donne un résultat plat et proche de 1. Un avantage important de cette technique est, en effet, qu'elle ne nécessite pas de référence située sur du rocher. Elle constitue sans doute également un bon moyen de contrôler qu'un "site de référence" est effectivement bon.

Nous concluons donc, pour le moment, qu'il est seulement possible de considérer des niveaux d'amplification qualitatifs en utilisant la méthode du rapport H/V, puisqu'aucune signification théorique du niveau absolu d'amplification H/V n'a pu être donnée. Bien qu'elle ne donne que des informations partielles sur les effets de site (fréquence de résonance et amplification qualitative), la méthode H/V appliquée à du bruit de fond est très adaptée aux milieux urbains, en raison du fort niveau de bruit ambiant. Ceci est la principale raison pour laquelle elle est très intéressante pour des études de microzonage dans des régions où l'activité sismique est modérée à faible.

Nous avons ensuite proposé une technique de simulation de mouvements forts basée sur l'utilisation de fonctions de Green théoriques. Les objectifs que nous cherchions à atteindre avec une telle méthode étaient les suivants :

* Avoir la possibilité d'appliquer cette méthode dans des milieux urbains, pour lesquels il est nécessaire de prendre en compte le risque sismique dans les calculs des

structures construites ou à construire. Comme nous l'avons déjà signalé, le niveau de bruit en ville est trop élevé pour permettre, sur un court laps de temps, l'enregistrement de petits séismes de bonne qualité, ce qui justifie l'utilisation de fonctions de Green théoriques ;

* Avoir la possibilité d'appliquer cette technique dans des situations de champ proche (site récepteur placé à proximité de la faille), ce qui nécessite une description détaillée du plan de faille, avec plusieurs fonctions de Green ;

* Fournir des simulations allant jusqu'à des fréquences suffisantes (une dizaine de hertz) pour être prises en compte par les ingénieurs dans le calcul des structures, ce qui exige une discrétisation très fine du plan de faille.

Un certain nombre de tests et applications effectués dans le cas des villes de Kobe, Grenoble et Annecy ont permis de valider la méthode proposée et de tirer les conclusions suivantes quant à son utilisation :

* Nous avons mis en évidence l'influence parfois importante de la position de la fonction de Green utilisée, dans le cas de méthodes n'utilisant qu'une seule fonction de Green ;

* La comparaison des résultats obtenus avec la technique que nous proposons et avec la méthode plus classique des fonctions de Green empiriques, nous conduit à insister sur le principal inconvénient lié à l'utilisation de fonctions de Green théoriques : il importe, en effet, de prendre en compte une définition fiable de la structure géologique du site étudié (parfois il serait même nécessaire de considérer des effets 2D ou 3D). De grandes variations de l'amplitude maximale simulée peuvent apparaître selon le choix de la structure géologique locale. Il est donc primordial, pour appliquer une telle méthode, de disposer d'informations assez détaillées sur la géologie du site, à partir de données de forages s'il en existe, ou d'études purement géologiques.

L'ensemble de ce travail permet finalement de pouvoir proposer une estimation assez complète du mouvement sismique dans une région donnée. La procédure type qui pourra être ainsi appliquée pour une agglomération par exemple est la suivante :

* Détermination du séisme maximal plausible dans la région, et identification de la faille qui en serait la cause : ceci peut être fait à partir d'informations de sismicité historique, de sismotectonique régionale, et de géologie locale ;

* Simulation du mouvement fort causé par cet éventuel séisme, en plusieurs sites de la région étudiée. On choisira pour cela la méthode de simulation la mieux adaptée au cas étudié, selon la proximité de la faille, la possibilité ou non d'utiliser des fonctions de Green empiriques, la connaissance de la structure géologique locale. Il conviendra également de choisir les profils de vitesse des ondes S les plus représentatifs, dans le cas d'une utilisation de fonctions de Green numériques ;

* Etude détaillée du microzonage de la zone considérée, de manière à pouvoir fournir la fréquence de résonance et le niveau d'amplification qualitatif en chaque point d'une grille serrée, pour tenir compte des variations latérales de l'importance des effets de site ;

* L'ensemble de ces informations pourra ensuite être pris en compte pour l'établissement de codes de construction parasismique détaillés, adaptés à chaque région considérée.

D'une manière plus générale, ce travail permettra de contribuer, à court terme, à une évaluation du risque sismique (dans les nombreuses régions où cela est actuellement pas ou mal fait), et, à long terme, à sa réduction, par l'application de normes appropriées lors de la construction de nouveaux bâtiments.

Références bibliographiques

- Aki K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. geophys. Res.*, Vol. 72, 1217-1231.
- Aki K. (1972). Scaling law of earthquake source time-function. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Vol. 31, 3-25.
- Aki K. (1988). Local site effects on ground motion, in Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent Advances in Ground Motion Evaluation. *J.L. Von Thun, Am. Soc. Civil Eng., New York*. No. 20, 103-155.
- Ammon C.J. (1991). The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 81, No. 6, 2504-2510.
- Anderson J.G., S.G. Wesnousky, and M.W. Stirling. (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 86, No. 3, 683-690.
- Anderson J.G., and G. Yu. (1996). Predictability of strong ground motions from the Northridge, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 86, No. 1B, S100-S114.
- Bard P.Y. (1993). Comparaison aveugle théorie/observations sur les effets de site : synthèse des résultats des expériences de Turkey Flat (Californie) et Ashigara Valley (Japon), Génie Parasismique et Aspects Vibratoires dans le Génie Civil. *3ème Colloque National AFPS, Saint-Rémy-lès-Chevreuse (France)*, 48-58.
- Berge C., P. Bernard, and A. Herrero. (1996). Simulating strong ground motion with the "k-square" kinematic source model - An application to the seismic hazard in the Erzincan basin, Turkey. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Submitted.
- Bernard P., A. Herrero, and C. Berge. (1996). Modeling directivity of heterogeneous earthquake ruptures. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 86, No. 4, 1149-1160.
- Bernard P., and A. Herrero. (1994). Slip heterogeneity, body-wave spectra, and directivity of earthquake ruptures. *Annali di geofisica*, Vol. XXXVII, No. 6, 1679-1690.
- Boatwright J. (1982). A dynamic model for far-field acceleration. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 72, No. 4, 1049-1068.

- Boatwright J. (1988). The seismic radiation from composite models of faulting. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 78, No. 2, 489-508.
- Bonilla L.F., J.H. Steidl, G.T. Lindley, A.G. Tumarkin, and R.J. Archuleta. (1996). Site amplification in the San Fernando Valley, CA: Variability of site effect estimation using the S-wave, coda and H/V methods. *Bull. seism. Soc. Am.*, Submitted.
- Boore D.M. (1983). Stochastic simulation of high frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 73, No. 6, 1865-1894.
- Borcherdt R.D., and J.F. Gibbs. (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. seim. Soc. Am.*, Vol. 66, No. 2, 467-500.
- Bouchon M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 71, No. 4, 959-971.
- Bouckovalas G., and I. Krikeli. (1991). Effects of local soil stratigraphy on microtremor measurements. *Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, St. Louis, Missouri, 1245-1251.
- Bour M. (1993). Simulation de forts mouvements du sol a partir de petits séismes utilisés comme fonctions de Green empiriques. *Thèse de Doctorat*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Campillo M., J.C. Gariel, K. Aki, and F.J. Sanchez-Sesma. (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path and site effects during the Great 1985 Michoacan earthquake. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 79, No. 6, 1718-1735.
- Chavez-Garcia F.J., G. Pedotti, D. Hatzfeld, and P.Y. Bard. (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece). *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 80, No. 4, 784-806.
- Coutant O. (1989). Programme de simulation numérique Axitra (version 1 & 2). LGIT, Grenoble.
- Cramer C.H., and C.R. Real. (1992). A statistical analysis of submitted site-effects predictions for the weak motion blind prediction test conducted at Turkey Flat, USA, site-effects test area near Parkfield, California. *International symposium, The effects of surface geology on seismic motion, ESG*, Odawara, Japan, 15-20.
- Duval A.M. (1992). Evaluation des effets de site à partir de l'enregistrement du bruit de fond en site urbain. *Rapport Interne*, CETE Méditerranée.
- Duval A.M. (1994). Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond: Evaluation expérimentale. *Thèse de Doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- Eshelby J.D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proc. Roy. Soc. London, Series A*, Vol. 241, 376-396.
- Euro-Seistest. (1994). A European test-site for engineering seismology, earthquake engineering and seismology. Volvi, Thessaloniki, Greece. *General Presentation and Scientific Reports*, Vol. I.
- Field E.H., A.C. Clement, K.H. Jacob, V. Aharonian, S.E. Hough, PA. Friberg, T.O. Babaian, S.S. Karapetian, S.M. Hovanessian, and H.A. Abramian. (1994). Earthquake site response study in Giumri (formely Leninakan), Armenia using ambient noise observations. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 85; No. 1, 349-353.
- Field E.H., and K. Jacob. (1993). The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 20, No. 24, 2925-2928.
- Field E.H., and K. Jacob. (1995). A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are non reference-site dependent. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 4, 1127-1143.
- Finn W.D.L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation. *Fourth International Conference on Seismic Zonation*, Stanford, California, 236-253.
- Frankel A. (1991). High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex ruptures, b value, and the scaling of strength on faults. *J. geophys. Res.*, Vol. 96, No. B4, 6291-6302.

- Frankel A. (1995). Simulating strong motions of large earthquakes using recordings of small earthquakes: the Loma Prieta mainshock as a test case. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 4, 1144-1160.
- Gagnepain-Beyneix J., J.C. Lepine, A. Nercessian, and A. Hirn. (1995). Experimental study of site effects in the Fort-de-France area (Martinique Island). *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 2, 478-495.
- Gariel J.C., P.Y. Bard, and K. Pitilakis. (1991). A theoretical investigation of source, path and site effects during the 1986 Kalamata earthquake (Greece). *Geophys. J. Int.*, Vol. 104, 165-177.
- Geller R.J. (1976). Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 66, No. 5, 1501-1523.
- Hadley D.M., and D.V. Helmberger. (1980). Simulation of strong ground motion. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 70, 617-630.
- Hanks T.C. (1979). b values and w-2 seismic source models: implication for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, No. B5, 2235-2242.
- Hartzell S.H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 5, No. 1, 1-4.
- Haskell N.A. (1964). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 54, 1811-1841.
- Herrero A. (1994). Paramétrisation spatio-temporelle et spectrale des sources sismiques: applications au risque sismique. *Thèse de Doctorat*, Université de Paris VII, Paris, France.
- Herrero A., and P. Bernard. (1994). A kinematic self-similar rupture process for earthquakes. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 84, No. 4, 1216-1228.
- Herrmann R.B. (1985). Computer programs in seismology, vol III, Surface waves in plane layers.

- Hutchings L.J., S.P. Jarpe, P.W. Kasameyer, and W. Foxall. (1996). Synthetic strong ground motions for engineering design utilizing empirical Green's functions. *11th World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico.
- Irikura K. (1983). Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, Vol. 33, Part 2, No. 298, 63-104.
- Irikura K. (1986). Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions. *7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, Japan, 151-156.
- Irikura K., and K. Kamae. (1994). Simulation of strong ground motion based on fractal composite faulting model and empirical Green's function. *9th Japan Earthquake Engineering Symposium*, Tokyo, Japan.
- Iwata T., K. Hatayama, H. Kawase, and K. Irikura. (1996). Site amplification of ground motion during aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake in severely damaged zone - Array observation of ground motion at Higashinada Ward, Kobe city, Japan. *Jour. Phys. Earth*, Special issue on the 1995 Hyogo-ken nambu earthquake, in press.
- Joyner W., and D.M. Boore. (1986). On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes. *Earthquake source mechanics, Geophysical Monograph 37, Am. Geophys. Union*, Vol. 6, 269-274.
- Kamae K., and K. Irikura. (1992). Prediction of site-specific strong ground motion using semi-empirical methods. *10th World Conference on Earthquake Engineering*, Madrid, Spain, 801-806.
- Kamae K., K. Irikura, and Y. Fukuchi. (1990). A study of ground motion prediction procedure using empirical Green's functions. *8th Japan Earthquake Engineering Symposium*, Japan, 223-228.
- Kanai K. (1957). The requisite conditions for predominant vibration of ground. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo University*, Vol. 31, 457.
- Kanai K., T. Tanaka, and S. Yoshizawa. (1965). On microtremors - IX (multiple reflection problem). *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo University*, Vol. 43, 577-588.

- Kanai K., and T. Tanaka. (1954). Measurements of microtremor. *Bull. Earth. Res. Inst., Tokyo Univ.*, Vol. 30, 199-209.
- Kanai K., and T. Tanaka. (1961). On microtremors - VIII. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo University*, Vol. 39, 97-114.
- Kanamori H. (1977). The energy release in great earthquakes. *J. geophys. Res.*, Vol. 82, 2981-2987.
- Kanamori H., and D.L. Anderson. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 65, No. 5, 1073-1095.
- Kato K., K. Aki, and M. Takemura. (1995). Site amplification from coda waves: validation and application to S-wave site response. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 2, 467-477.
- Kennett B.L.N., and N.J. Kerry. (1979). Seismic waves in a stratified half space. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 57, 557-583.
- King J.L., and B.E. Tucker. (1984). Observed variations of earthquake motion across a sedimentfilled valley. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 74, 137-151.
- Kobayashi K. (1980). A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors. *7th World Conf. on Earthquake Eng.*, Istanbul, Turkey, 237-240.
- Konno K., T. Ohmachi, T. Endoh, and T. Toshinawa. (1994). Refinement and application of an estimation procedure for site natural periods using microtremors. *27th Gen. Assem. Int. Assoc. of Seism. and Physics of the Earth's Int.*, Wellington, New Zealand.
- Kudo K. (1995). Practical estimates of site response. State-of-art report. *Fifth International Conference on Seismic Zonation*, Nice, France, 1878-1907.
- Kudo K., and Z. Wang. (1992). A preliminary analysis of strong motion records in Ashigara Valley test site; and errata. *Int. Symp. on Effects of Surf. Geol. on Seismic Motion - ESG*, Odawara, Japan, 15-18.

- Kudo K., Y. Ohta, N. Goto, H. Kagami, K. Shiono, N. Sakajiri, S. Naruse, K. Isuhara, and F. Takeuchi. (1976). Observation of 1 to 5 sec microtremors and their application to earthquake engineering. Part 4, elucidation of propagative characteristics by use of a temporary array net. *J. Seism. Soc. Japan*, Vol. 29, 323-337.
- Lachet C., and P.Y. Bard. (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the "Nakamura's" technique. *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 42, 377-397.
- Lachet C., and P.Y. Bard. (1996). A simulation technique based on spatial interpolation of Green's functions. *11th World Conference on Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico.
- Lachet C., N. Theodulidis, P.Y. Bard, and M. Bouchon. (1994). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions. *10th European Conference on Earthquake Engineering*, Vienna, Austria, 285-289.
- Lachet C., P.Y. Bard, D. Hatzfeld, N. Theodulidis, C. Papaioannou, and A. Savvaidis. (1996). Site effects and microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) - Comparison of different approaches. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 86, No. 6, 1692-1703.
- Langston C.A. (1977). Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 67, 713-724.
- Langston C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. geophys. Res.*, Vol. 84, No. B9, 4749-4762.
- Le Brun B., and D. Hatzfeld. (1996). Campagne de microzonage dans l'agglomération Grenobloise. Avril 1995 - Janvier 1996. *Rapport Interne*, LGIT Grenoble.
- Lermo J., and F.J. Chavez-Garcia. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 83, No. 5, 1574-1594.
- Lermo J., and F.J. Chavez-Garcia. (1994-a). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 84, No. 5, 1350-1364.

- Lermo J., and F.J. Chavez-Garcia. (1994-b). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 13, 413-423.
- Lermo J., M. Rodriguez, and S.K. Singh. (1988). Natural periods of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data. *Earthquake Spectra*, Vol. 44, 805-814.
- Liu H.L., and D.V. Helmberger. (1985). The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: more evidence for an asperity. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 75, No. 3, 689-708.
- Madariaga R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 66, No. 3, 639-666.
- Mangino S.G., G. Zandt, and C.J. Ammon. (1993). The receiver structure beneath Mina, Nevada. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 83, No. 2, 542-560.
- Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report*, Vol. 30, No. 1, RTRI, Japan.
- Nogoshi M., and T. Igarashi. (1970). On the propagation Characteristics of microtremor. *Jour. Seism. Soc. Japan*, Vol. 23, 264-280.
- Nogoshi M., and T. Igarashi. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *Jour. Seism. Soc. Japan*, Vol. 24, 26-40.
- Ohmachi T., Y. Nakamura, and T. Toshinawa. (1991). Ground motion characteristics of the San Francisco Bay area detected by microtremor measurements. *Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, St. Louis, Missouri, 1643-1648.
- Ordaz M., J. Arboleda, and S.K. Singh. (1995). A scheme of random summation of an empirical Green's function to estimate ground motion from future large earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 6, 1635-1647.

- Papageorgiou A.S., and K. Aki. (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion - I. Description of the model. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol 73, No. 3, 693-722.
- Riepl J., P.Y. Bard, N. Wajeman, and M. Hammoutene. (1993). Etude sur la validité de la méthode des fonctions de Green empiriques - Aspects théoriques. *3ème Colloque National AFPS*, Saint-Rémy-lès-Chevreuse, France, 59-68.
- Sato T., and T. Hirasawa. (1973). Body wave spectra from propagating shear cracks. *J. Phys. Earth*, Vol. 21, 415-431.
- Savage J.C. (1972). Relation of corner frequency of fault dimensions. *J. geophys. Res.*, Vol. 77, 3788-3795.
- Sawada Y. (1992). Geotechnical data. *International symposium, The effects of surface geology on seismic motion. ESG*, Odawara, Japan, 29-42.
- Scholz C.H. (1982). Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 72, No. 1, 1-14.
- Sekiguchi H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi, and M. Hoshiba. (1996). Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake using strong ground motion records. *J. Phys. Earth*, in press.
- Seo K. (1992). A joint work for measurements of microtremors in the Ashigara Valley. *International symposium, The effects of surface geology on seismic motion. ESG*, Odawara, Japan, 43-52.
- Seo K., T. Samano, H. Yamanaka, H. Xiansheng, M. Takeuchi, and Y. Kishino. (1989). A simple procedure for predicting seismic motions with microtremor measurement. *Nat. Symp. on Effects of Surf. Geol. on Seismic Motion*, Tokyo, Japan, 207-212.
- Shiono K., Y. Ohta, and K. Kudo. (1979). Observation of 1 to 5 sec microtremors and their application to earthquake engineering. Part 5, existence of Reyleigh wave components. *J. Seism. Soc. Japan*. Vol. 32, 115-124.

Singh S.K., R. Quass, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres, and R. Vasquez. (1995). Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico? *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, No. 4, 481-484.

Spudich P., and D.P. Miller. (1990). Seismic site effects and the spatial interpolation of earthquake seismograms: results using aftershocks of the 1986 North Palm Springs, California, earthquake. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 80, No. 6, 1504-1532.

Steidl J.H., A.G. Tumarkin, and R.J. Archuleta. (1996). What is a reference site? *Bull. seism. Soc. Am.*, in press.

Su F., and K. Aki. (1995). Site amplification factors in Central and Southern California determined from coda waves. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 2, 452-466.

Theodulidis N., and P.Y. Bard. (1994). Strong ground motion simulation of large earthquakes: combining the discrete wavenumber method with the empirical Green's functions technique. *10th European Conference on Earthquake Engineering*, Vienna, Austria.

Theodulidis N., and P.Y. Bard. (1995). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 14, 177-197.

Theodulidis N., P.Y. Bard, R. Archuleta, and M. Bouchon. (1996). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in Southern California. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 86, 306-319.

Tumarkin A.G., and R.J. Archuleta. (1994). Empirical ground motion prediction. *Annali di geofisica*, Vol. XXXVII, No. 6, 1691-1720.

Udwadia F.E., and M.D. Trifunac. (1973). Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 63, 1227-1253.

Wennerberg L. (1990). Stochastic summation of empirical Green's functions. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 80, No. 6, 1418-1432.

Xian-Sheng H., H. Kenji, M. Toshiro, H. Hiroshi, and Y. Reiko. (1994). A site response estimation in Kushiro city based on a comparison between microtremors and weak-motion. *Ninth Japan Earthquake Engineering Symposium*, Tokyo, Japan, E067-E072.

Yamanaka H., M. Takemura, H. Ishida, and M. Niwa. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 84, No. 6, 1831-1841.

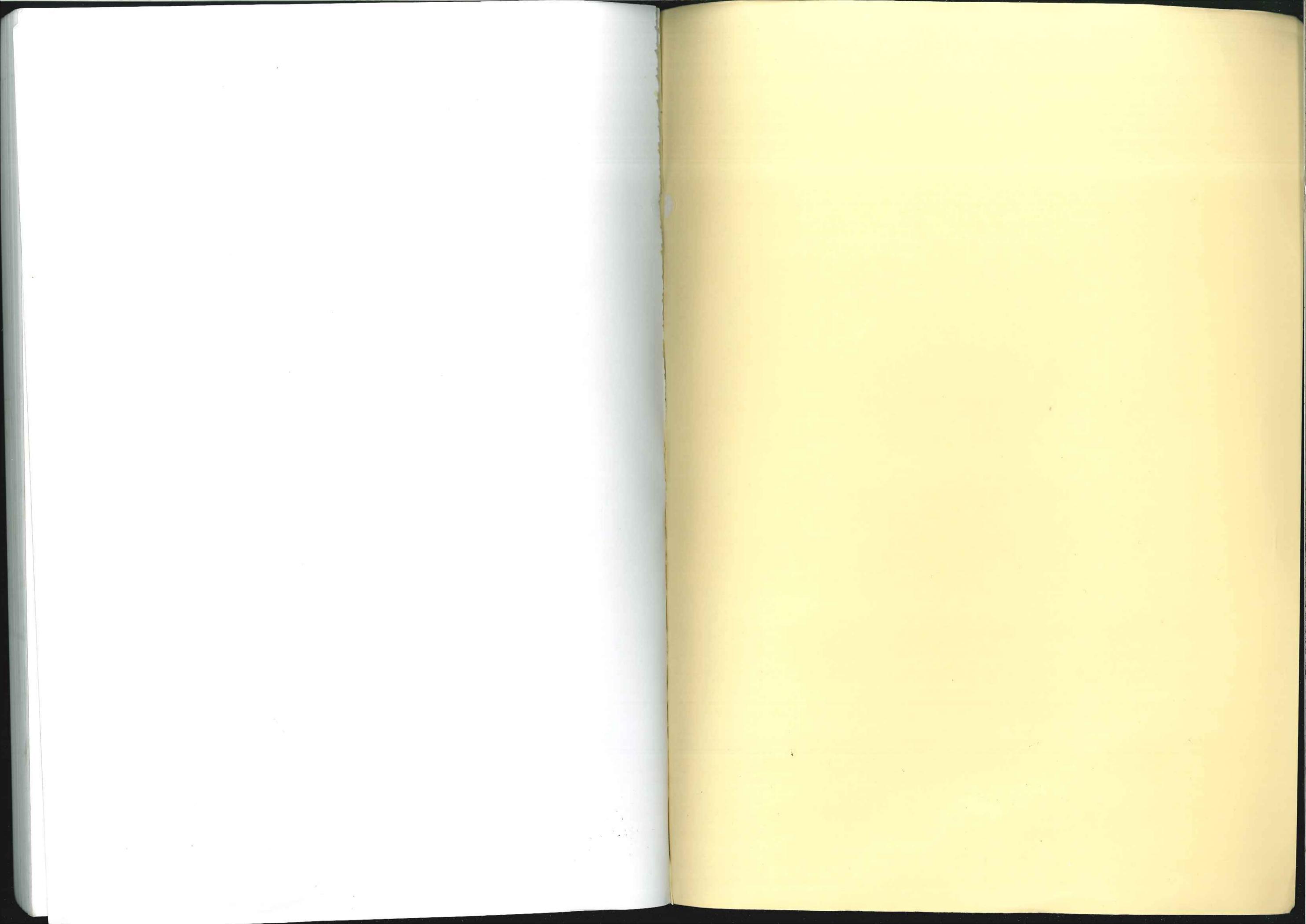
Yu G., K.N. Khattri, J.G. Anderson, J.N. Brune, and Y. Zeng. (1995). Strong ground motion from the Uttarkashi, Himalaya, India, earthquake: comparison of observations with synthetics using the composite source model. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 1, 31-50.

Zeng Y., and J.G. Anderson. (1995). A method for direct computation of the differential seismogram with respect to the velocity change in a layered elastic solid. *Bull. seism. Soc. Am.*, Vol. 85, No. 1, 300-307.

Zeng Y., and J.G. Anderson. (1996). A composite source model of the 1994 Northridge earthquake using genetic algorithms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 86, No. 1B, S71-S83.

Zeng Y., J.G. Anderson, and G. Yu. (1994). A composite source model for computing realistic strong ground motions. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, No. 8, 725-728.





Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier
Grenoble I

Titre de l'ouvrage:

Observation des séismes en milieux urbains :
Méthodes simples d'étude des effets de site et de
simulation des mouvements forts.

Auteur: Corinne LACHET

Etablissement: Laboratoire de Géophysique Interne et
Tectonophysique

Résumé:

L'objectif de ce travail est de proposer des méthodes simples d'estimation du mouvement sismique, applicables facilement, particulièrement dans le cas de milieux urbains. Ce sont, en effet, les grandes agglomérations qui sont souvent le siège de dégâts catastrophiques, et il est donc nécessaire de pouvoir fournir des techniques faciles à mettre en oeuvre pour l'étude du mouvement sismique auquel les structures construites doivent résister. Dans la première partie, nous étudierons une méthode d'estimation des effets de site liés à la géologie locale, basée sur le calcul du rapport spectral entre composantes horizontales et verticale (rapport H/V), sur des enregistrements de bruit de fond. Nous avons, dans un premier temps, réalisé une étude par simulation numérique permettant de mettre en évidence certains des paramètres qui contrôlent l'utilisation de cette méthode, ainsi que ses limites de validité. Une comparaison avec d'autres techniques classiques d'estimation des effets de site met en évidence les possibilités et les inconvénients de chacune d'elles, dans le cadre d'une grande ville. La deuxième partie de ce travail concerne la simulation de mouvements forts, avec pour objectifs les points suivants : fournir une méthode également applicable en milieux urbains, être en mesure de produire des simulations en champ proche, réduire la complexité et le temps de calcul nécessaires à la simulation, pouvoir effectuer des simulations a priori en des sites où aucun mouvement fort n'a encore été enregistré. Pour essayer de satisfaire ces objectifs nous proposons l'utilisation d'une technique basée sur le principe de la méthode des fonctions de Green empiriques. Nous utilisons ici des fonctions de Green théoriques, l'enregistrement de petits séismes étant très difficile en zone urbaine. Le séisme cible est défini par un nombre de paramètres relativement réduit : son moment sismique ainsi que la taille et l'orientation du plan de faille.

Mots-clés:

Effets de site - Rapports spectraux - Microzonage -
Mouvements forts - Simulation - Fonctions de Green -
Effets de site - Rapports spectraux - Microzonage -
Mouvements forts - Simulation - Fonctions de Green -
Milieux urbains - Milieux urbains